

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Труды, вып. 343



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1980

Academy of Sciences of the USSR Order of Red Banner of Labour Geological Institute

TECTONIC LAYERING OF LITHOSPHERE

Transactions, vol. 343

Тектоническая расслоенность литосферы. Труды ГИН, вып. 343. М.: Наука, 1980.

В книге рассмотрены проблемы тектонической расслоенности литосферы и горизонтальных перемещений обособившихся се частей на разных глубинных уровнях. Систематизированы и обобщены различные структурные и вещественно-формационные данные, свидетельствующие о внутренней дисгармонии континентальной и океанической кор как в геологическом прошлом, так и в настоящее время. Разбираются вопросы тектонической кор как в геологическом прошлом, так, и в настоящее время. Разбираются вопросы тектонической кор как в геологическом прошлом, так, процессы дифференцированного течения и пластической деформации вещества различных оболочек литосферы. В качестве региональных примеров приводятся материалы по Уралу и Северо-Востоку СССР. Заключительная часть книги посвящена обзору современных тектонических гипотез и анализу явлений, приводящих к тектонической расслоенности верхней мантим и земной коры. Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся насущными проблемами геотектоники.

Табл. З. Ил. 56. Фототабл. 19. Библиогр. 404 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

акадсмик А.В. Пейве

Editor board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

Academician A.V. Peive

Т 20802-383 055 (02) -80 310-80, кн. 2. 1904030000

©Издательство "Наука", 1980 г.

введение

В современных геологических моделях строения и развития литосферы большое значение придается астеносфере, т.е. слою пониженной вязкости материала верхней мантии, обнаруженному на разной глубине под океанами и континентами. Предполагается, что в астеносфере происходит частичное плавление горных пород и что ее реологические свойства определяют возможность конвективных течений 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. Хотя конвекция как механизм перемещения литосферных плит многими исследователями подвергается критике, существование самой астеносферы нельзя отрицать, как нельзя отрицать и того, что геологические явления, совершающиеся в ней, связаны с длительно протекающим глобальным цепным процессом нарушения и восстановления устойчивости в верхних оболочках Земли.

Наилучшая, на наш взгляд, модель развития тектонических и магматических процессов в литосфере – тектоника плит, но она в связи с быстрым прогрессом наших знаний о строении литосферы нуждается сейчас в известных поправках. Прежде всего стало ясно, что по своим физическим и реологическим свойствам литосфера представляет весьма сложное образование. В коре и в верхней мантии, в частности, обнаружены многочисленные неоднородности. Особенно четко они выражены в зоне перехода кора – мантия близ поверхности Мохоровичича (М). Хотя эти неоднородности по сравнению с астеносферой меньше по своим масштабам, но сами по себе они имеют, по-видимому, большое значение для понимания геологического строения верхних оболочек Земли. Очевидно они должны свидетельствовать о еще большей тектонической и магматической мобильности вещества, слагающего литосферу, чем это предполагается концепцией тектоники плит.

Последняя исходит, как известно, из чрезвычайно упрощенной предпосылки о жесткости, твердости и реологической однородности гигантских литосферных плит на всю их мощность. Согласно этой концепции кора и мантия Земли и отдельные их части имеют прочные механические связи между собой и континенты как бы "впаяны" в мантию. В свое время такие представления послужили основанием для отрицания многими) если не большинством) учеными теории дрейфа континентов в понимании Вегенера. Вероятно, мы можем предполагать, что не только литосфера как целое движется и дислоцируется дисгармонично по отношению к астеносфере. но и внутрилитосферные коровые и мантийные пластины и блоки также сминаются дисгармонично, образуя в конечном счете очень сложную внутреннюю тектоническую структуру литосферы в целом. Во время крупных тектонических фаз, одновременно охватывающих по глубине всю литосферу, а не только кору, и по латерали, по-видимому, всю Землю, происходит дифференциальное перемещение плит и пластин и их скучивание в одном месте, растяжение и растекание – в другом. При этом в литосфере формируются новые крупные неоднородности или "аномальные" тела меньшего масштаба, определяющие специфику ее развития и прежде всего магматизма.

Наиболее крупные аномальные тела в результате дисгармоничного тектонического перетекания материала возникают ниже или выше той или иной зоны пониженной вязкости. В мантийных "аномальных" зонах и телах, если они находятся в подходящих для этого условиях температуры и давления, возникают базальтовые магмы, а в "аномальных" телах коры формируются гранитоидные магмы. Естественно, когда коровый и мантийный магматизм синхронны, т.е. связаны с одной и той же глобальной тектонической фазой, что является обычной закономерностью, они разобщены пространственно. В общем случае мантийный базальтоидный магматизм возникает в зонах скучивания ультрамафитового и мафитового материала, а коровый – в зонах скучивания сиалического материала. Зоны скучивания меланократовых мантийных пород возникают и формируются в тех местах, где вышележащая континентальная или океаническая кора подвергается тектонической деструкции, утонению и растяжению (грабены, рифты, авлакогены и др.), а зоны скучивания сиалических коровых масс представлены складчато-надвиговыми хребтами, имеюшими обычно "корни гор". Понятно, что эти явления сами по себе указывают на дисгармоничный характер деформаций. В связи с этим обращает на себя внимание закономерность, заключающаяся в том, что амплитуда рельефа поверхности М в несколько раз больше амплитуды рельефа поверхности консолидированной земной коры. Это свидетельствует о большей мобильности, пластичности и текучести мантийных масс по сравнению с коровыми. В последнее время появляются работы, в которых делается попытка показать, что плиты, сложенные тяжелыми меланократовыми породами, перемещаются в несколько раз быстрее более легких сиалических плит. Это неизбежно приведет к срыву и дисгармоничному смятию таких разнородных плит. 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.

Есть немало данных о том, что помимо явления глубинной астеносферной субдукции сиалическая кора континентов на больших пространствах сорвана с симатической оболочки близ поверхности М. Наиболее изученный пример в этом отношении — западный край Северо-Американского континента, где континентальная кора перекрывает океаническую и скользит по ней, погребая под собой в том числе и осадочные образования мезозойско-кайнозойского возраста. Это явление можно назвать подкоровой субдукцией. В более крупном плане срыв континентов по своему основанию подтверждается явлением дискордантности и дисгармонии структур океанической и континентальной коры, на что мы уже обращали внимание раньше.

Рассмотрим проблему зон срыва более подробно. Наиболее распространенный тип нарушений, подтверждающих концепцию тектонической расслоенности литосферы, — сорванные покровы, известные сейчас практически во всех складчатых сооружениях мира. Срыв при этом может происходить в литосфере на любом уровне в зависимости от физических свойств геологического разреза литосферы.

Лучше всего изучены общирные аллохтонные пластины, сложенные в основном осадочными породами. Это – чехольные сорванные покровы, которые формируются в результате срыва чехла с фундамента и расслоения шарьируемой толщи на дифференцированно смещаемые элементы. Для них характерны дисгармоничные дислокации, возникающие при послойном течении вещества. Чехольные аллохтоны описаны во всех складчатых сооружениях Альпийского пояса, во многих частях Тихоокеанского кольца, в Аппалачско-Скандинавском складчатом поясе, на Урале и Тянь-Шане, а также в некоторых других регионах. Амплитуда сорванных чехольных покровов не велика. Она обычно не превышает первых десятков километров, хотя местами оценивается величиной более 100 км. Анализ структуры некоторых хорошо вскрытых складчатых сооружений показывает, что покровы чехла являются поверхностным отражением глубинных деформаций.

В таких хорошо изученных и глубоко вскрытых складчатых сооружениях, как Альпы, Памир, Кавказ, Гималаи, наряду с покровами чехла присутствуют аллохтонные массы, сложенные породами гранито-гнейсового и ультрабазит-габбрового комплексов. Это — коровые и мантийные покровы. Примерами коровых покровов могут быть покровы Восточных Альп, Мармарошский и Гетский покровы в Карпа-

4

тах, Пелагонийский в Динаридах, Битлисский и Аланья в Тавре, покровы Высоких Гималаев и др.

Коровые шарьяжные пластины нередко тектонически залегают одна на другой, иногда тектонически переслаиваются сильно смятым чехлом или тектонитами чехла и мантии. Иногда эти, казалось бы, монолитные коровые глыбы сами оказываются тектонически расслоенными.

Глубинные шарьяжи, в которых участвует океаническая кора, мы называем мантийными. Офиолитовые аллохтоны, которые, несомненно, относятся к океанической коре, хорошо изучены на островных дугах Тихого и Атлантического океанов и в молодых складчатых сооружениях, обрамляющих эти океаны (Корякский хребет, Камчатка, Сахалин, Япония, Филиппины, Новая Каледония, Новая Гвинея, Куба и ряд других мест).

Значительно лучше изучены офиолитовые аллохтоны на континентах. Они детально описаны сотрудниками Геологического института на Урале, Кавказе, в Тянь-Шане, на Памире, в Корякском хребте, на Кубе.

Большинство наших ученых, изучающих офиолиты, провели маршрутные исследования в офиолитовых поясах Альп, в Апеннинах, Карпатах, Тавре, Загросе, Центральном Иране, Калифорнии, Аппалачах, Монголии и в ряде других складчатых сооружений Мира. Нашими и зарубежными геологами с конца 60-х годов были заново описаны почти все офиолитовые пояса континентов и островных дуг, а также частично офиолиты дна океанов. Геологи, изучившие эти образования и доказавшие их аллохтонное залегание в земной коре континентов, единодушно признают в этих породах океаническую кору геологического прошлого, нотому что разрезы ее и по составу, и по тектонике, и по стратификации весьма сходны с разрезами коры современных океанов.

Глубинные зоны срыва происходили в верхней мантии на разных уровнях: и близ поверхности М, и глубже, в основании дунит-гарцбургитового комплекса, и на любой другой глубине. В случае срыва близ поверхности М разрез аллохтона начинается обычно с полосчатого комплекса, а нижний элемент (гарцбургиты) отсутствует.

Рассмотренный в этой книге материал по мантийным шарьяжам свидетельствует о том, что формирование структур с корой океанического типа происходит в результате срывов на границе коры и мантии, т.е. на более высоких уровнях, чем астеносфера.

Предлагаемая нами концепция глобальной структурной расслоенности литосферы основана на признании большой роли разного типа физико-химических неоднородностей в литосфере, которые и определяют течение геологических процессов в ней и ее внутреннюю структуру Особо важное значение мы придаем структурной дчсгармонии между корой и мантией, приводящей к большому пространственному перераспределению материала литосферы. Это может по-новому объяснить дрейф континентов и многие явления магматической деятельности и металлогении. В частности, представляется невозможным удовлетворътельно объяснить большое разнообразие магматических и металлогенических явлений, синхронных дрейфу литосферы на континентах, если последняя перемещается как единая плита. Эта проблема ждет еще своей разработки с целью поисков более рациональных ответов на вопрос о связи магматизма и металлогении с тектоническими движениями, формирующими внутреннюю глубинную структуру литосферы.

Эта книга — первая попытка обоснования концепции тектонической расслоенности литосферы, что неизбежно приводит к представлению о большой мобильности и сложности ее внутренней структуры и состава и к новому пониманию явлений магматизма и металлогении.



Рис. 50. Структурная карта Войкаро-Сыньинского массива

массива — серпентинитовые милониты и меланжи; — тоналиты, диориты; 3 — антигорит-оливиновые породы; — амфиболиты гранатовые, плагиоклазовые, цоизитовые; — плагиогранитные жилы (a) и линзы (b); — долериты, габбро-диабазы расслоенной серии; — габбро-нориты, флазергаббро; — дуниты, верлиты, троктолиты, клинопироксениты полосчатой серии; — дуниты; 10 гарцбургиты; — залегание полосчатости с падениями 70-40° (a) и 40-5° (b; — усредненные значения плотности пород (на профилях); разрывные нарушения (бергштрихом показанонаправление падения)

СОРВАННЫЕ ПОКРОВЫ И СТРУКТУРНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Структурный аспект новейших тектонических гипотез был и остается одним из наиболее дискуссионных. В общем виде он касается проблемы взимодействия литосферных плит, конкретно же сводится к установлению уровня базального срыва и выяснению внутренней структуры смещаемой плиты. Классический вариант "тектоники плит" отождествляет поверхность базального срыва с астеносферой. Предполагается, что пониженная вязкость ее вещества делает возможным смещение гигантских, относительно жестких поверхностных пластин, монолитность которых позволяет рассматривать, например, коровые массы в качестве "пассивных пассажиров". Вместе с тем вертикальная неоднородность коры и верхней мантии, разделенных более или менее четко выраженными и пространственно выдержанными поверхностями на отдельные оболочки, создает, казалось бы, предпосылки для их расслоения на более или менее изолированные структурные горизонты, дифференцированное смещение которых вполне возможно.

А.В. Пейве [1961, 1967, 1977] высказал предположение о послойно-дисгармоничном характере течения вещества различных геофизических оболочек Земли, что в условиях латеральной неоднородности определило сложную их структуру.

Наиболее распространенный тип нарушений, подтверждающих эту гипотезу, – сорванные покровы, установленные сейчас практически во всех складчатых сооружениях мира. Однако следует оговориться, что в понятие "сорванный покров" мы вкладываем структурно-генетический смысл [Руженцев, 19716; Книппер, Руженцев, 1977]. Подразумевается вполне определенный механизм образования покрова, который включает элемент структурного отслоения и смещения какой-либо толщи пород со своего основания. При этом глубина заложения базального срыва в расчет не принимается. Срыв может возникнуть внутри осадочного чехла, по границе чехол-кристаллический фундамент и, наконец, внутри фундамента. Иными словами, сорванными могут быть как покровы чехла, так и основания. Более того, как это впервые было показано на примере Аппалач, срывы могут переходить с одного структурного уровня на другой, ограничивая сложнопостроенные аллохтонные массы.

Обоснование послойно-дисгармоничной модели коры и верхней мантии сталкивается с вполне понятными трудностями из-за недостатка наблюдений для нижних оболочек. Вместе с тем послойно-дисгармоничная структура определенно доказана для осадочных и вулканогенно-осадочных толщ и, по крайней мере, верхней части гранито-гнейсового и ультрабазит-габбрового комплексов многих складчатых поясов. По нашему мнению, отражением процесса расслоения и дифференцированного горизонтального смещения масс горных пород в пределах коры и верхней мантии является существование наряду с мелкими тектоническими формами глубинных шарьяжей, амплитуды которых достигают грандиозных размеров.

Выдержанные плоскости сместителей, приуроченные к определенным горизонтам не только в покровах чехла, но и основания, структурное сходство и генетическая общность тех и других, появление в пределах складчатых областей гигантских офиолитовых и гранито-гнейсовых. (включая эклогиты и гранулиты) аллохтонов указывают на значительное (многие десятки и сотни километров) смещение поверхностных (коровых) масс относительно мантийных. Последние также испытывают значительное расслоение, результатом чего является образование аллохтонных пластин соответствующего (дунит-гарцбургитового, верлит-лерцолитового) состава.

Структура сорванного чехла впервые была описана Альбертом Геймом и А. Буксдорфом в Юрских горах еще в начале столетия. Процесс становления сорванных покровов специально изучался М. Люжоном, Л. Колле и Р. Штаубом, которые на примере Альп показали, что обособление аллохтона связано с неравномерным распределением горизонтального сжатия по разрезу деформируемой толщи. В частности, отслоение чехла здесь обусловлено интенсивным сжатием кристаллических пород внешних автохтонных массивов (Эгюий-Руж, Монблан и Аарский). В общем виде проблема расслоенных покровных масс рассмотрена Р. Хелблингом [Helbling, 1938], показавщим, что гетерогенные в вертикальном направлении осадочные серии в процессе деформации распадаются на независимые структурные элементы. Р. Хелблинг был первым; кто в полной мере оценил значение пластичных горизонтов при шарьировании, а разработанный им механизм образования покровов чехла до сих пор широко используется геологами, работающими в Альпийском поясе, шля объяснения формирования многослойных покровных пакетов. Наряду с работами в Альпах, приблизительно в то же время, изучение сорванных покровов проводилось и в Южных Аппалачах (Ч. Баттс, Дж. Рич, а позднее Ф. Кинг и Дж. Роджерс). Полученные здесь результаты во многом сходны с альпийскими.

Таким образом, сорванные покровы чехла, как единые аллохтонные массы, так и целые их системы, формируются в результате срыва чехла с фундамента и расслоения шарьируемой толщи на дифференцированно смещаемые элементы. Для них очень характерны дисгармоничные дислокации, возникающие при послойном течении вещества. Покровам чехла посвящено огромное количество работ, простое перечисление которых заняло бы слишком много места. Достаточно сказать, что подобного рода структуры описаны во всех складчатых сооружениях Альпийского пояса, во многих частях Тихоокеанского кольца, в Аппалачско-Каледонском складчатом поясе, на Урале и Тянь-Шане, а также некоторых других регионах. Амплитуда сорванных покровов чехла невелика. Она редко превышает первые десятки километров, хотя местами (например, Центральная Невада) [Кау, Crawford, 1964] размеры шарьирования оцениваются в 100 км и более. Несмотря на сравнительно малые амплитуды и поверхностный характер рассматриваемых нарушений, сам факт их широкого распространения характерен.

Анализ структуры некоторых хорошо вскрытых складчатых сооружений показывает, что покровы чехла – поверхностное отражение глубинных деформаций. Этот вопрос специально изучался нами на Центральном Памире [Руженцев, 1970, 19716]. Основной вывод, к которому мы пришли при изучении Памира, заключается в том, что вся осадочная толща от докембрия до палеогена включительно в процессе альпийского тектогенеза расслоена на четыре структурных элемента (снизу вверх): гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы (РС), карбонатнотерригенная толща (\mathcal{C} -P), преимущественно терригенная толща ($T-K_1$), известняки, вулканиты и терригенные породы (K_2 -P).

Интенсивность альпийских дислокаций быстро нарастает вниз по разрезу. Более значительное сжатие глубинного, сложенного докембрийскими породами элемента (развитие нескольких генераций сжатых изоклинальных складок как лежачих, так и крутых, регионального кливажа течения, крутых зон катаклаза и милонитизации) предопределило не только срыв чехла и его расслоение, но и в значительной степени сам процесс шарьирования. Активное смещение глубинных масс приводило к смещению поверхностных. Вследствие вертикальной неоднородности разреза последних возникла система срывов, приуроченных к поверхностям несогласий, и наиболее резкого изменения состава деформируемых толщ. В нашем конкретном случае это были известняки (\mathcal{E} -O₁), известняки, мергели, гипсы (P-T₂), поверхность резких угловых несогласий в основании известняков (K₂). В результате появления таких срывов вверх по разрезу сокращалась напряженность дислокаций. Местами, главным образом в зонах резких латеральных неоднородностей, происходил захват поверхностных пластин глубинными массами, их затаскивание и проволакивание под одновозрастные или более древние толщи, вследствие чего и возникали тектонические покровы. В общем виде такой механизм шарьирования обоснован для многих складчатых сооружений (особенно в Альпийском поясе) и в известной степени универсален.

В большинстве складчатых областей наряду с покровами чехла присутствуют аллохтонные массы, сложенные породами гранито-гнейсового и ультрабазит-габбрового комплекса. Это – покровы основания. Они не столь многочисленны, однако часто достигают больших размеров, образуя выдержанные на огромных пространствах системы. Примером подобного рода структур, включающих блоки коры континентального типа, являются гранито-гнейсовые аллохтоны, широко развитые в Альпийском поясе. Хорошо известны покровы Восточных Альп [Дитрих, 1977; Clar, 1965; Angenheister et al., 1972; Trümpy, 1975], Мармарошский массив в Карпатах [Хаин и др., 1968, 1977; Kräutner, 1972], Гетрский покров в Южных Карпатах [Burchfiel, 1976], Пелагонийский массив в Динаридах [Aubouin et al., 1970], Битлисский массив и массив Аланья в Восточном Тавре [Redelli, 1971; Dumont et al., 1972], покровы Высоких Гималаев [Гансер, 1967; Ажгирей, 1977]. Во всех отмеченных случаях шарьирование шло в виде пластин кристаллических пород, мезозойско-кайнозойский чехол которых обычно сорван и образует самостоятельные аллохтонные элементы.

Амплитуды шарьирования гранито-гнейсовых массивов в Альпийском поясе (а мы всегда оперируем видимыми, т.е. заведомо минимально возможными их величинами) заставляют предполагать смещение в сотни километров. Все это позволило А.В. Пейве [1969] на новой основе возродить представления Э. Аргана и Р. Штауба о надвигании Гондваны на Мезотетис. Именно останцами такой смещавшейся к северу плиты (или плит) являются многие современные кристаллические массивы Альпийского пояса [Книппер, 1975; Белов и др., 1976].

Интересные материалы, подтверждающие эту точку зрения, опубликованы по зоне Ивреа-Вербано. Эта зона представляет полосу высоко метаморфизованных пород (включая метабазиты и ультрабазиты), протягивающуюся на 160 км вдоль границы Пеннинских и Южных Альп. В структурном отношении – это антиклинальный выступ, северное крыло которого срезано Инсубрийским разломом [Bertolani, 1964, 1968; Schmidt, 1967; Lensch, 1968; Reinisch, 1973; Mehnert, 1975]. Разрез метаморфических серий следующий: 1) лерцолиты с гранобластовой структурой, 2) метабазиты, состоящие из орто- и клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза (от среднего до основного), 3) полоса чередования метабазитов и кислых гранулитов, количество которых быс гро увеличивается вверх по разрезу, 4) "строналиты" – низкощелочные кислые гранат-силлиманитовые гранулиты, 5) биотитовые гнейсы с прослоями мраморов, 6) орто- и парагнейсы, амфиболиты, прорванные герцинскими гранитами.

Метаморфические образования местами перекрыты разнообразными в формационном отношении нижне- и среднепалеозойскими, а те в свою очередь верхнепалеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями. И те и другие часто сорваны со своего основания [Bemmelen, 1966; Gwinner, 1971].

Считается, что отмеченный комплекс метаморфических пород в основном соответствует нижним слоям континентальной коры, лерцолиты представляют мантийные образования [Lensch, 1968; Berckhemer, 1969; Mehnert, 1975; Boudier, 1978]. Иными словами, породы зоны Ивреа-Вербано – выведенный на поверхность клин мантийных и глубинных коровых пород. В процессе становления структуры они подвергались интенсивной вторичной переработке, вследствие чего здесь исключительно широко представлены бластомилониты [Schmidt, 1968].

Такая интерпретация структуры зоны подтверждена комплексными геофизическими исследованиями (включая сейсмические). В настоящее время показано [Ansorge, 1968; Berckhemer, 1968; Giese, 1968; Angenheister et al., 1972], что земная кора в пределах Альп содержит разуплотненные горизонты с пониженными скоростями сейсмических волн. Один из них, более выдержанный, расположен на глубинах 10-20 км, второй - 25-50 км (скорости продольных волн соответственно 5,5-5,8 и 6 км/с). Характер профиля резко меняется в районе зоны Ивреа-



Рис. 1. Геофизический профиль через центральные Альпы [Berckhemer, 1968; Giese, 1968; Mehnert, 1975]

1 – мантия; 2 – выход мантийных пород на поверхность (ультрабазиты); 3 – метабазиты и строналиты; 4 – биотитовые гнейсы

Вербано (рис. 1). Здесь у поверхности расположен пласт высокоплотностных 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 высокоплотностных 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 аномально малые значения скоростей заставляют предположить присутствие здесь жидкой фазы [Mehnert, 1975]. Блок мантийных пород, надвинутый на частично расплавленные сиалические породы, по-видимому, занимает нестабильное положение, что подтверждается изостатическими движениями, существующими в Центральных Альпах и сейчас [Closs, Labrouste, 1965].

Сказанное не оставляет сомнения в том, что весь блок Южных Альп надвинут на образования Пеннинских и, возможно, Восточных Альп [Caby, 1975; International geodynamic..., 1975]. 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 гранито-гнейсового 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.

Кроме заведомо аллохтонных, в Альпийском поясе выделяются субавтохтонные массивы: Македоно-Родопский, Мендересский, Юго-Западный Памир. Их внутренияя структура также несет следы интенсивных внутренних дислокаций, отражением

которых является система пологих надвигов, зон рассланцевания и катаклаза. Такие структуры установлены в Родопском массиве [Боянов, 1973; Боянов и др., 1969], а также на Юго-Западном Памире [Руженцев, 1974; Московченко, 1975; Белов и др., 1976].

Пример Юго-Западного Памира в этом смысле особенно показателен, так как прекрасная обнаженность делает его хорошим объектом для изучения структур глубинных зон коры. Район сложен докембрийскими метаморфическими образованиями (рис. 2). Разрез их следующий (снизу вверх): 1) Горанская серия – биотитовые плагиогнейсы, кварциты, мраморы; 2) Шахдаринская серия в основании образована роговообманковыми плагиогнейсами и плагиомигматитами, содержашими многочисленные будины и линзы эклогитоподобных пород, кислых гранулитов, ультрабазитов с гранатом и шпинелью, габбро, часто подвергшихся высокотемпературному диафторезу (амфиболитизация) [Буданова, 1974; Буданова, Буданов, 1975]. Эти породы соответствуют хорогской, отчасти даршайской свитам. Степень будинажа очень велика. Наряду с линзами размером до 100-200 м сплошь и рядом встречаются будины идеальной овальной формы размером 0,5-1 м. Местами они буквально переполняют разрез, разделяясь относительно тонкой оторочкой какой-либо стратифицированности в плагиогнейсов. Характерно отсутствие положении будин, сложенных перечисленными типами пород. Степень их "перемешанности" как в разрезе, так и на плошали очень велика. Плагиогнейсы часто катаклазированы — характерны пласты милонитов и бластомилонитов. Кроме того, широко развита система мелких дисгармоничных складок течения. Мощность рассматриваемой толщи колеблется от 500 до 3000 м. Верхняя часть шахдаринской серии представлена биотитовыми, двуслюдяными и роговообманковыми плагиогнейсами с силлиманитом, кианитом и гранатом; 3) Южно-аличурская серия докембрийские гнейсы, контактово-метаморфизованные отложения палеозоя и мезозоя, насышенные более или менее катаклазированными мезозойскими гранитами. Выше по разрезу залегает толща палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений, сорванная и дислоцированная независимо по отношению к своему основанию [Руженцев, 1968].

В современной структуре Юго-Западный Памир представляет собой купол, ядро которого сложено породами горанской, крылья — шахдаринской серий. Пласты милонитов и бластомилонитов расположены приблизительно субпараллельно слоистости. Они достигают мощности 200—300 м и протягиваются на многие десятки километров, расчленяя весь докембрийский разрез на серию обособленных структурных горизонтов. Наиболее мощная зона милонитов находится в основании хорогской свиты. Эта субгоризонтальная поверхность, повторяющая форму купола, маркирует плоскость глубинного шарьяжа, по которому был сдвоен гранито-гнейсовый слой Памира: [Руженцев, 1974]. Смещение вдоль базальной плоскости срыва, скорее всего приуроченной к поверхности М, привело к надвиганию пород базальтового слоя (гранулиты, габбро, ультрабазиты, плагиогнейсы) на образования гранито-гнейсового (плагиогнейсы, плагиомигматиты) слоя горанской серии.

Процесс расслоения толщи коры и в конечном счете ее сдваивания был длительным. Подвижки происходили многократно, начиная с докембрия, вследствие чего возникло несколько генераций пород от дистеновых гнейсов и бластомилонитов до неметаморфизованных алевролитоподобных катаклазитов. Да и само присутствие структур течения (будинаж, дисгармония, совершенная сланцеватость) в хорогской и даршайской свитах скорее свидетельствует о большой подвижности вещества на контакте гранито-гнейсового и базальтового слоев коры.

Внутренняя структура пластин, обособившихся в процессе расслоения толщи коры, весьма своеобразна. Наиболее характерные нарушения – гигантские (видимая амплитуда до 15–20 км) лежачие складки, местами осложненные пологими напвигами.

Указанные структуры являются бескорневыми. Так, например, отчетливо проявляясь в плагиогнейсах горанской и верхней части шахдаринской серий, они не находят своего продолжения в породах хорогской свиты.



Рис. 2. Геологические профили через Юго-Западный Памир [Белов и др., 1976] *А* – пересечение профилей; *1* – горанская серия; *2* – хорогская свита; *3* – шахдаринская серия; *4* – верхний триас; *5* – разрывы

Рассмотренные примеры показывают, что континентальные литосферы плиты в структурном отношении далеко не всегда представляют собой единые жесткие массы. Сравнительно часто они расслаиваются на дифференцированно смещаемые пластины.

Сходные процессы происходят и в коре океанического типа, во всяком случае в ее палеоаналогах (офиолитовые зоны). Уже отмечалось, что отслоение и дисгармоничное смятие (вплоть до образования покровов чехла) вулканогенно-осадочных серий проявлены исключительно широко [Перфильев, Руженцев, 1973]. В качестве примера можно указать систему пластин Сакмарской зоны Урала [Руженцев, 1971а, 1976], гигантские покровы пояса Энтлер в Невале [Kay, Crawford, 1964; Roberts. 1964; Churkin, 1974], некоторые из покровов Анталья [Lefèvre, Marcoux, 1970] и Ликийских [Brunn et al., 1970; Graciansky, 1972] в Юго-Западной Турции, Пьемонтский покров в Лигурийских, Пьемонтских и Коттских Альпах [Ellenberger, 1965; Michard, 1967; Lanteaume, 1968; Gwinner, 1971], Субпелагонийские покровы в горах Отрис и Македонии [Hynes et al., 1972; Terry, 1971], офиолитовые покровы Сирии [Parrot, 1977], офиолитовые покровы Малого Кавказа [Книппер, Соколов, 1974] и т.д. Их структурное положение часто сходно с положением покровов чехла миогеосинклинальных зон. Однако внутренее строение может существенно отличаться из-за появления значительных масс серпентинитов и серпентинитовых меланжей, что приводит к возникновению гораздо более пестрого комплекса деформаций.

В большинстве случаев покровы чехла офиолитовых зон так же, как и в ранее рассмотренных примерах, пространственно связаны с крупными покровами основания, в целом имеющими однотипное строение. Нами последние изучались на примере офиолитовых серий Урала, Альпийского пояса и Тихоокеанского кольца. Повсеместно здесь офиолиты образуют более или менее тектонизированные аллохтонные массы, разрезы которых в целом сходны. Так, например, на Урале установлены два типа покровов. Первый (рис. 3), наиболее распространенный [Пейве и др., 1971; Перфильев, 1979; Савельев, Савельева, 1977], включает следующие элементы (снизу – вверх): 1) дуниты, гарцбургиты; 2) пироксениты, дуниты, габброиды (полосчатый комплекс); 3) габброиды, часто превращенные в амфиболиты; 4) габбродиабазы, диабазы, плагиолипариты (дайковый комплекс); 5) кварцевые диориты, плагиограниты; 6) вулканогенно-осадочные отложения. Такая четко стратифицированная серия сейчас обычно сопоставляется с разрезом верхней мантии (дунитгарцбургитовый комплекс), зоной перехода мантия – кора (полосчатый комплекс) и океанической корой (габброиды и т.д.) Палеоурала, а отдельные ее элементы прослеживаются на обширных площадях. Более того, практически в том же виде этот разрез известен в большинстве складчатых сооружений мира¹.

Кроме названных примеров, достаточно упомянуть гигантский офиолитовый аллохтон Семайл в Омане (рис. 4) [Reinhardt, 1969; Ganser, 1974; Glennie et al.,

Обзор проблемы см. в работе М. Брукфилда [Brookfield, 1977].



Рис. 3. Геологические профили через офиолитовые комплексы Сумкеу (I) и Войкаро-Сыныинский (II), по данным А.А. Савельева и С.Г. Самыгина [1979] с упрощениями

1, 2 – автохтон: 1 – байкальский складчатый фундамент, 2 – миогеосинклинальный чехол (шельфовые фации – $O_1 - P_1$); 3 – Лемвинский покров (батиальные фации – $O_1 - C$); 4–9 – офиолитовый покров: 4 – дунит-гарцбургитовый комплекс, 5 – полосчатый комплекс, 6 – амфиболитовые бластомилониты, 7 – тоналиты, плагиограниты, 8 – диориты, гранодиориты, 9 – эв геосинклинальные отложения (O-D)



Рис. 4. Схематизированный геологический профиль через Оманские горы [Gansser,1974] 1 — третичные отложения; 2 — маастрихт; 3 — дайковый комплекс и пиллоу-лавы; 4 габбро; 5 — ультрабазиты покрова Семайл; 6 — олистострома (формация Хавасина); 7 — блок кристаллических пород; 8 — параавтохтон (мезозойские отложения до кампана включительно); 9 — автохтонные платформенные отложения; 10 — фундамент Аравийской платформы; 11 — направление движения тектонических пластин

1974; Willand, Mitchell, 1977], офиолитовые покровы Корсики [Rocci et al., 1976], массивы Вуринос в Греции [Moores, 1969] и Троодос на Кипре [Biju-Duval et al., 1976]. Аналогичные структуры сейчас стали известны на Ньюфаундленде. Это покровы Хамбер-Арм (включая офиолитовый комплекс Бей-ов-Айленд) и Беттс-Ков [Smith, 1958; Rodgers, Neale, 1963; Dewey, Bird, 1971; Upadhyary et al., 1971; Williams, 1971; Williams, Malpas, 1972].

Офиолитовые покровы со стандартным разрезом к настоящему времени изучены в Тянь-Шане [Макарычев, 1974, 1975; Буртман и др., 1974; Руженцев, 1975]. Они широко распространены в пределах Тихоокеанского кольца. Это, например, гигантский офиолитовый аллохтон Восточного Папуа – Новой Гвинен [Davies, 1977; Davies, Smith, 1971; Finlayson et al., 1977] или офиолиты Новой Каледонии [Brother, Blake, 1973; Brookfield, 1977; Guillon, 1977], Калимантана и Филиппин [Hutchison, 1975], Сахалина, Камчатки и Корякского хребта [Александров и др., 1975; Разницын, 1975; Марков и др., 1973; Колясников, 1977; Руженцев и др., 1978], Калифорнии и Орегона [Irvin, 1977]. Перечисленные примеры относятся к сравнительно монолитным пластинам. Гораздо чаще офиолитовые массы тектонизированы, превращены в серпентинитовый меланж. Однако и в этом случае набор слагающих его пород-достаточно постоянен, что позволяет сделать вывод о наличии очень характерного срыва в верхней мантии протоокеанических зон, проходившего в основании дунит-гарцбургитового комплекса.

Второй тип покровов Урала [Ефимов, 1977; Перфильев, 1979] имеет иное строение.

Главное его отличие заключается в отсутствии нижнего элемента (гарцбургиты), вследствие чего разрез здесь начинается с полосчатого комплекса. Иными словами, базальный срыв в этом случае совпадает с древней поверхностью М (смещение коры относительно мантии).

Касаясь генетической стороны вопроса, необходимо отметить, что покровы чехла и основания часто образуют единые, закономерно построенные системы. Обычно первые образуют внешние по отношению к складчатому поясу зоны; структурно они наиболее погружены. Наоборот, вторые слагают внутренние части складчатых поясов, являясь верхними структурными элементами. Кроме того, как уже говорилось, покровы чехла формируются также и в кровле пород кристаллических пластин.

Все это указывает на генетическую общность покровов обоих типов. Формирование тех и других обусловлено единой причиной: сжатием на глубинных уровнях, сопровождаемым поверхностным шарьированием. Внешние зоны пододвигаются под внутренние, при этом происходит постепенное понижение уровня базального срыва. Процесс шарьирования начинается в осевых частях геосинклинальных поясов, откуда мигрирует во внешние. Такая система хорошо обоснована для большинства складчатых систем Альпийского пояса, Южного Урала, Аппалач и ряда других регионов.

Таким образом, проблемы структурного расслаивания коры и верхней мантии и образование сорванных покровов тесно связаны. Срыв вдоль некоторой поверхности (будь она в чехле или фундаменте) в конечном счете приведет к формированию более или менее крупного покрова. По-видимому, можно допустить следующую принципиальную зависимость: присутствие в структуре той или иной зоны обособленных аллохтонных масс, имеющих стандартный разрез, предполагает наличие поверхности регионального, срыва на уровне наиболее глубинных из развитых здесь образований. Наиболее широко распространены сорванные покровы чехла. Они обладают сравнительно небольшими размерами, пестрым набором структурных форм, часто невыдержаны по простиранию, что в значительной степени обусловлено большей вертикальной и латеральной неоднородностью деформируемых толщ. Появление гранито-гнейсовых аллохтонов предполагает смещение вдоль поверхности Конрада (К), покровов, образованных породами, сопоставляемыми с базальтовым слоем, — вдоль поверхности Мохоровичича (М). Офиолитовые аллохтоны с их стандартным разрезом показывают, что по крайней мере в пределах протоокеанов одна из основных плоскостей смещения располагалась в верхней части мантии (дунит-гарцбургитовый комплекс). Сорванные покровы основания (как гранито-гнейсового, так и ультрабазит-габбрового) не столь многочисленны. Однако они значительно крупней и, что самое главное, имеют более стандартное строение.

По нашему мнению, это связано с уменьшением вертикальной и латеральной неоднородности глубинных горизонтов. Таким образом, по-видимому, чем ниже уровень базального срыва, тем более мощная и пространственно выдержанная пластина выводится на поверхность, тем более однообразным разрезом она будет обладать.

В заключение отметим следующие основные положения:

1. На основании палеотектонических реконструкций и прямых полевых наблюдений отчетливо вырисовывается послойно-дисгармоничное строение земной коры, которая распадается на серию дифференцированно смещаемых пластин (коровых плит).

2. Отражением этого процесса является возникновение в большинстве складчатых поясов мира гигантских аллохтонов, сложенных породами континентальной и протоокеанической коры, а также верхней мантии. 3. Число таких пластин увеличивается вверх по разрезу (максимальное их число наблюдается в осадочном или вулканогенно-осадочном чехле). Нижние пластины, мощные и монолитные по составу, крупнее. Они смещались на более значительные расстояния.

4. Расслоение коры происходило по поверхностям раздела ее разноплотностных оболочек. Плоскости срыва в чехле обычно приурочены к горизонтам пластичных пород или поверхностям угловых несогласий. В кристаллическом фундаменте (гранито-тнейсовый и ультрабазит-габбровый вариант) плоскости срыва, скорее всего, совпадали с зонами разуплотнения и повышенной текучести вещества. Такие зоны сейчас можно считать твердо установленными. Сами по себе они не доказывают перемещения плит, однако могут рассматриваться как "смазка", облегчающая такое перемещение.

5. В принципе, по-видимому, можно утверждать, что чем выдержаннее такие поверхности раздела, тем более глобальным является процесс смещения по ним.

6. С точки зрения механизма образования нет принципиальной разницы между покровами чехла и по крайней мере некоторыми покровами основания. Те и другие в генетическом отношении однотипны, являясь сорванными. Различие заключается лишь в глубинности уровня заложения срыва.

СТРУКТУРНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЕ СМЕЩЕНИЕ ОБОСОБИВШИХСЯ ЕЕ ЧАСТЕЙ (РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРИМЕРЫ)

СИСТЕМА ФРОНТАЛЬНЫЙ НАДВИГ – ТЫЛОВОЙ РАЗДВИГ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ Абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (корякский хребет)

Сказанное выше вряд ли оставляет сомнение в том, что существуют поверхности смещения выше астеносферы. Однако возникает вопрос, насколько значительными были такие перемещения? Был ли этот процесс глобальным (или близким к таковому) или ограничивался относительно узкими зонами в полосе столкновения литосферных плит? В настоящее время трудно дать однозначный ответ на эти вопросы, так как нет прямых структурных наблюдений, подтверждающих такое расслоение в тыловых (область зарождения) и центральных частях плит. Анализ разреза офиолитовых аллохтонов ряда складчатых поясов показал, правда, что отслоение коровых масс возможно. В частности, соотношение дайковых серий с габброидами (базальтовый слой океанической коры прошлого) и ультрабазитами (мантия), скорее, свидетельствуют о структурной обособленности отдельных частей смещающихся масс в процессе раздвига [Ефимов, 1977; Савельев, Савельева, 1977]. Сходные выводы получены и на основнании изучения распределения осадочных и вулканогенных формаций, а также их соотношения с вскрывающимся в процессе рифтинга и последующего раздвига континентальной плиты меланократовым основанием [Хворова и др., 1975; Руженцев, 1976].

Таким образом, как океанические (во всяком случае протоокеанические), так и континентальные литосферные плиты, скорее представляют расслоенные массы, дифференцированное смещение отдельных элементов которых определяет исключительно сложное строение складчатых сооружений. Последние по существу и являются зонами столкновения сходящихся плит. Эта расслоенность в первую очередь определяет наблюдаемый весьма пестрый набор мантийных и коровых пластин.

Вместе с тем анализ структуры многих складчатых поясов определенно показывает, что их формирование связано с пододвиганием внешних блоков под внутренние, проходившим в условиях более интенсивных деформаций глубинных горизонтов, т.е. в основе своей согласуется с плейттектонической моделью. Следует сказать, что старые работы (например, труды классиков альпийской геологии Э. Аргана, О. Ампферера, Л. Кобера, Е. Крауса и др.), посвященные механизму становления альпинотипных складчатых сооружений, во многом предвосхитили новейшие гипотезы по этому вопросу. По-видимому, этим объясняется та легкость, с которой плейттектонические построения получили подтверждение на материалах в первую очередь Альпийского пояса, Аппалач и Тихоокеанского кольца (работы Дж. Дьюи, Дж. Берда, Э. Бейли, М. Блейка, М. Боккалетти, Г. Вильямса, Х. Габриелса, Ф. Дитриха, Дж. Монгера, К. Сю, Р. Трюмпи, Р. Хатчера и др.). Сходные результаты были получены в Алтае-Саянской области и Монголии [Зоненшайн и др., 1976], на Урале [Руженцев, 1976; Перфильев, 1979], Тянь-Шане [Буртман, 1976], Кавказе [Адамия и др., 1977; Гамкрелидзе, 1977].

Следовательно, структурные наблюдения в альпинотипных поясах не противоречат механизму сходящихся плит в стиле "новой глобальной тектоники". Однако существенным отклонением от стандартной плейттектонической модели явпяется расслоение плит, которые в этом случае уже не могут рассматриваться как единые жесткие плавающие по астеносфере блоки. Коровые пластины смещаются относительно мантии. Однако такое смещение поверхностных толщ является п а с с и в н ы м, относительным. Активное начало принадлежит процессу течения глубинных масс. Континентальные блоки в этих условиях, очевидно, по-прежнему следует рассматривать как "пассажиров", правда, не столь пассивных, как это считается в соответствии со стандартными плейттектоническими построениями.

Происходит ли вообще а к т и в н о е, абсолютное смещение поверхностных, коровых масс? (Из рассмотрения исключены мелкие оползневые покровы и надвиги, возникающие в осадочном чехле.) Существование подобного рода нарушений предполагается, однако их обоснование часто совершенно недостаточно. Сложность заключается в том, что структура активного срыва поверхностных масс получает серьезное подтверждение лишь в случае доказанности с к о м п е н с и р ов а н н о г о надвигания по фронту плиты и с и н х р о н н о г о (или близкого к таковому) раздвига в ее тылу. Скомпенсированное и синхронное развитие системы фронтальный надвиг-тыловой раздвиг доказывает следующее: 1) активный характер смещения поверхностных (например, коровых) масс относительно глубинных (мантийных); 2) позволяет установить базальный уровень смещения (сопоставление наиболее глубинных пород, вскрытых в пределах раздвига и таковых в подошве фронтального аллохтона).

Попытки скоррелировать тектонические процессы сжатия и растяжения предпринимались на примере протоокеанических структур Урала и Аппалач [Пейве, 1973; Руженцев, 1976]. В принципе можно сказать, что ведущими здеск были два процесса: 1) становление океанических структур в результате разрыва и раздвижения континентальных блоков (грабеновая и океаническая стадии); 2) превращение океанических структур в континентальные в условиях горизонтального сжатия (переходная и континентальная стадии). Последовательность событий на Урале и в Аппалачах сходна, но наблюдается их несовпадение по времени. В первом приближении можно говорить, что периоду растяжения и становления Уральского океана соответствует период сжатия и складчатости в Аппалачах. Подобного рода сравнение проводилось впервые на относительно ограниченном материале. Требуется глобальная корреляция основных тектонических событий. Вместе с тем даже весьма поверхностный обзор отчетливо показал взаимообусловленное развитие этих общирных геосинклинальных областей.

Сходные построения в отношении современных океанов затруднены из-за недостаточности наших знаний о строении их второго и третьего слоев и верхней мантии. Действительно, в настоящее время вряд ли можно отрицать взаимообусловленное развитие структуры Альпийского пояса и Индийского океана. Однако если надвигание коровых масс Гондваны на Мезотетис обосновано достаточно хорошо [Пейве и др., 1964; Пейве, 1969; Книппер, 1975; Белов и др., 1976], то синхронный коровый раздвиг в пределах океана можно предположить лишь руководствуясь самыми общими соображениями. Вот почему проблема раздвига коровых плит является в известной степени ключевой и ставит довольно жесткие рамки при выборе объектов изучения.

Отдельные попытки изучения системы надвиг—раздвиг в складчатых областях делались не раз. Интересные работы были проведены А.И. Суворовым [1969, 1977] в Центральном Казахстане на примере Успенской и Спасской зон сжатия и сопряженной с ними зоны растяжения (Токрауская впадина). Анализируя особенности магматизма отмеченных структур, указанный автор пришел к выводу о решающей роли латерального течения мобилизованного корового вещества (плавление метаморфического докембрийского цоколя) при формировании фронтальных надвигов и тыловых впадин. Эта же проблема специально изучалась авторами настоящей работы в восточной части Корякского хребта. С севера наюг здесь выделяются следующие тектонические зоны: Майницкая, Алькатваамская и Эконайская [Александров и др., 1975], Алькатваамская – автохтонный выступ, Майницкая и Эконайская – синклинальные структуры, выполненные сложно построенными аллохтонными массами [Руженцев и др., 1978]. Рис. 5. Схема соотношений основных структурно-формационных комплексов Корякского хребта

 массивные ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты);
серпентиниты;
полосчатый комплекс, габбро;
д. дайковый комплекс, плагиограниты;
меланократовое основание (нерасчлененное);
б. – базальты;
туфово-терригенные отложения;
олистострома;
предмаастрихтский надвиг;
послемаастрихтский надвиг;

Зоны и структурные элементы: I – Алькатваамская (Алькатваамский автохтон), II – Эконайская (IIа – Янранайский автохтон, IIб – аллохтон (покровы): ! - Накыпыйлякский, 2 – Эконайский, 3 – Островной, 4 – Ионайский, 5 – Неоавтохтон; III – Майницкая: 6 – офиолитовый комплекс, 7 – осадочный чехол (чирынайская серия)

Автохтонный комплекс представлен мощной толщей туфовотерригенных пород $(I_1 - K_2)$. Ее фундамент не известен; возможно, что она формировалась непосредственно на ультрабазит-габбровом основании, Майницкая характеризуется распрозона странением граувакк чирынайской серии (I₃-K₂) среди которых присутствуют покровы базальтов, прослои яшм, туффитов, основных и средних туфов. Указанные отложения трансгрессивно, с базальным конгломератом залегают на тектонизирован-



ном офиолитовом комплексе. По нашим данным офиолиты образуют аллохтонную пластину, шарьированную на юрско-меловые отложения автохтона (рис. 5).

Эконайская зона построена наиболее сложно. В структурном отношении нижним элементом здесь является толща песчаников, яшм и базальтов (К₂ определенно включает кампанские слои). По своему положению она сопоставима с Алькатваамским автохтоном, отличаясь от него в фациальном отношении, вследствие чего выделяется как самостоятельный элемент – Янранайский автохтон. Аллохтонная серия 30ны включает следующие покровы (снизу – вверх): 1) Накыпыйлякский – 2) Эконайский – габбро, туфогенная с олистостромой серия $(I_3 - K_2 c_p)$; полосчатый комплекс (толща линзовидного чередования клинопироксенитов, дунитов, амфиболитизированных габбро), редко породы дунит-гарцбургитового комплекса; 3) Островной — дайковый комплекс (система сложно переплетающихся дайковых, пластовых и штокообразных тел габбро-диабазов, диабазов, платолипаритов); сюда же приурочена основная масса небольших тел кварцевых диоритов и плагиогранитов; местами в междайковых участках сохраняются ороговикованные кремни, туфы и алевролиты доверхнеюрского возраста; 4) И о н а йс к и й – серия чешуй, сложенных кремнистыми породами, спилитами, алевропелитами и известняками $(C_1 - P_2)$.

Все покровные элементы Эконайской зоны смяты в систему опрокинутых к югу и юго-востоку, вплоть до лежачих складок [Руженцев и др., 1977]. Ука-



Рис. 6. Геологический профиль через восточную часть Корякского хребта

I – офиолиты (РZ₂₋₃); 2 – туфово-терригенный комплекс с базальтами и яшмами (К₂ср); 3 – туфово-терригенный комплекс (I₃-K₂); 4 – туфово-терригенный комплекс с олистостромой (I₃-K₂ср); 5 – граувакки чирынайской серии (I₃-K₂); 6 – граувакки (K₂m-P). Зоны:

занные нарушения построены однотипно: их ядра сложены туфово-терригенными породами $(I_3 - K_2 cp)$ Накыпыйлякского покрова, оболочки — офиолитами Эконайского, Островного и Ионайского покровов. Время структурного совмещения и смятия перечисленных аллохтонов — рубеж кампана и маастрихта. Граувакки маастрихта образуют уже неоавтохтонный чехол, трансгрессивно перекрывающий все элементы, за исключением автохтона (рис. 6).

Офиолитовые серии Эконайской и Майницкой зон сходны по набору пород. Однако они существенно отличаются по относительному распространению пород . отдельных частей офиолитового разреза. В целом такое различие сводится к следующему. В Эконайской зоне шире представлены образования "полосчатого комплекса", габброиды, габбро-диабазы, плагиограниты и особенно вулканогенноосадочная толща $(C_1 - P_2)$. Ультрабазиты (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты) обычно слагают либо небольшие клинья и чешуи в основании Эконайского покрова, либо маломощные (не более нескольких десятков метров) серпентинитовые пласты на контакте отдельных аллохтонных элементов. Наоборот, в Майницкой зоне ультрабазиты слагают подавляющую часть офиолитовой пластины. Габброиды, плагиограниты, породы дайкового комплекса и вулканогенноосадочные отложения палеозоя (определенно верхи перми) встречаются в виде глыб в их кровле.

Существуют определенные различия и во внутренней структуре офиолитовых аллохтонов обеих рассматриваемых зон. В пределах Э к о н а й с к о й з о н ы офиолитовая серия расслоена на обособленные элементы, дифференцированное смещение которых, собственно, и обусловило появление Эконайского, Островного и Ионайского покровов. Являясь сорванными в структурно-генетическом отношении, они тем не менее часто сохраняют относительное расположение в разрезе, что и позволяет в общем виде восстановить основные черты последнего. Наличие близких к послойным срывам в основании дайкового комплекса и палеозойской вулканогенно-осадочной толщи было лишь одним из проявлений расслоения офиолитовой серии. Другое его проявление – широкое развитие процессов катаклаза.

Дробление отдельных элементов офиолитового разреза в Эконайской зоне достигает огромных масштабов, охватывая большие площади. В результате возникают пласты цеолитизированных брекчий мощностью в многие сотни метров. Чаще такие брекчии бывают монолитическими. Являясь образованиями послойными (или близкими к таковым), они состоят из угловатых, вплоть до оскольчатых обломков гравийной или песчаной размерности вполне определенного состава для каждого пласта в отдельности (брекчии по габбро, плагиогранитам, кремням и т.д.). Степень раздробленности и относительного смещения обломков различна. Чаще встречаются сравнительно рыхлые катаклазиты, где первичные связи между обломками уже утеряны. Однако здесь же в виде глыб, клиньев, обжатых блоков (тектоническое окатывание) присутствуют исходные породы, раздробленность которых не столь велика. Кроме того, очень характерны пласты зеленовато-бурых милонитов. Последние представляют тонкообломочный продукт разрушения



I – Алькатваамская, II – Эконайская, III – Майницкая; меланжи: Р – Рытгыльский, Э – Эльгеваямский, Ч – Чирынайский и Я – Ягельный. Соотношение отдельных элементов офиолитовой серии в различных зонах см. на рис. 5

главным образом габбро и базальтов, испытавших интенсивнейшую цеолитизацию и пренитизацию.

Состав катаклазитов и их слабый метаморфизм показывает, что расслоение офиолитовой серии Эконайской зоны происходило в поверхностных условиях. Шарьирование, расслоение и катаклаз, по-видимому, были взаимосвязанными процессами, имевшими длительную историю. В пользу этого говорит также и то, что глыбы разнообразных по составу брекчий, в также монолитные блоки габбро, плагиогранитов, плагиолипаритов, базальтов и кремней переполняют юрско-меловую олистострому. Пласты катаклазитов постоянно формировались и выводились в зону эрозии и седиментации, начиная с волжского века поздней юры до кампана включительно.

Майницкая зона вструктурном отношении представляет систему вытянутых в северо-восточном направлении складок. Морфология последних меняется по простиранию. В пределах окончаний это прямые открытые нарушения с углами наклона слоев на крыльях 20–40°. По направлению к центральным частям шарниры антиклиналей резко воздымаются, дислокации становятся более напряженными, складки сжатыми, вплоть до изоклинальных, опрокинутыми к юго-востоку. Эти типично гребневидные структуры осложнены продольными сколами типа крутых взбросов и сдвиго-взбросов. Офиолиты слагают ядра антиклиналей. Обнажаясь из-под граувакк чирынайской серии (I_3v-K_2) , они протягиваются на десятки и сотни километров в виде сравнительно узких (10–15 км) полос. Крупнейшими из них (с северо-запада на юго-восток) являются Ягельная, Чирынайская Эльгеваямская, и Рытгыльская полосы. Обычно они рассматриваются как зоны серпентинитового меланжа [Александров, 1973; Александров и др., 1975].

Строение офиолитового комплекса Майницкой зоны в целом стереотипно для всех перечисленных структур. В основании эдесь залегают ультрабазиты, слагающие подавляющую часть комплекса. В основном это более или менее серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, реже лерцолиты и верлиты. Выделяются два типа серпентинитов. В пределах периклиналей складок, где раздробленность пород не столь велика, преобладают бурые массивные серпентинизированные ультрабазиты. Обильная их галька присутствует в базальных конгломератах чирынайской серии. Это ранняя доверхнеюрская серпентинизация. В местах, где такие ультрабазиты рассекаются продольными разломами, вдоль последних развиваются зоны зеленовато-серых, голубых серпентинитов, несущих следы интенсивного течения. Подобного рода соотношения наиболее отчетливо наблюдались нами в пределах югозападного окончания Ягельной полосы (водораздел рек Многоводной и Малый Научеринай). По мере продвижения к центральным частям складок объем серпентинитов второй генерации постоянно увеличивается. Отдельные их зоны смыкаются, образуя как бы сетку, ячеи которой заполнены блоками массивных ультрабазитов. Если процесс идет дальше, то в конечном счете возникает брекчия, имеющая облик типичного серпентинитового меланжа. Мы специально подробнее остановились на этом вопросе, чтобы подчеркнуть, что становление меланжей Майницкой зоны связано исключительно с формированием антиклинальных складок, т.е. с протрузивным процессом.

Характерная черта майницких офиолитов — сравнительно неширокое развитие пород верхних частей офиолитовой ассоциации. Это обусловило залегание верхнеюрских отложений непосредственно на ультрабазитах на обширных площадях. В других местах в кровле ультрабазитовой массы в виде отдельных блоков сохранились следующие типы пород:

1. Пироксеновое, оливин-пироксеновое габбро, массивное или полосчатое, содержащее линзообразные тела дунитов и клинопироксенитов. Местами в габброидах широко проявлены процессы амфиболитизации.

2. Амфиболитовое габбро, местами разгнейсованное.

3. Образования "дайкового комплекса" — сложное чередование пластовых тел, даек, тел штокверкового облика амфиболизированных габбро-диабазов, диабазов, плагиолипаритов; выделяется несколько их генераций. Породы интенсивно брекчированы и изменены. В междайковых пространствах иногда сохраняются ороговикованные песчаники, кремни, эффузивы. К этому же комплексу приурочена основная масса небольших штокообразных тел плагиогранитов.

4. Кремни, базальты, известняки; в последних собраны остатки верхнеперм-_ских фузулинид.

5. Пластовые тела и дайки свежих габбро-диабазов и диабазов. С ними часто связаны покровы шаровых базальтов. Аналогичные образования присутствуют в нижней части разреза чирынайской серии.

Форма блоков перечисленных типов пород характерна. Обычно это пластинообразные, изометричные в плане тела, размеры которых в поперечнике достигают нескольких километров, а мощность – многих сот метров. Лишь местами в процессе меланжирования они распадаются на более мелкие глыбы, закатанные в серпентинитовую массу. Набор пород в блоках характерен и, за исключением юрских базальтов и габбро-диабазов, аналогичен таковому в офиолитовых покровах Эконайской зоны. Так же как и в Эконайской зоне, вся надультрабазитовая часть офиолитового комплекса расслоена и сорвана со своего основания, вследствие чего непосредственно на ультрабазитах могут лежать любые из перечисленных типов пород. Наименьшая насыщенность глыбами пород верхней части офиолитового разреза наблюдается на севере в Ягельной полосе, максимальная – на юге в Рытгыльской полосе.

Все сказанное позволяет рассматривать офиолитовые полосы Майницкой зоны как корневую область для Эконайского, Островного и Ионайского покровов Эконайской зоны. Срыв и удаление к югу верхней части офиолитовой серии в современной Майницкой зоне обусловили образование отмеченных покровов. Базальная поверхность срыва пространственно совпадала с полосчатым комплексом, т.е. с древней поверхностью М, что и обусловило состав офиолитовых аллохтонов (преимущественно габброиды, габбро-диабазы, плагиограниты, вулканогенно-осадочная толща палеозоя) и их корневой области (преимущественно ультрабазиты). При этом блоки габброидов, пород дайкового комплекса, пермских вулканогенно-осадочных отложений в Майницкой зоке мы считаем остатками смещавшейся к югу коровой плиты.

Рассматривая структуру Корякского хребта в целом, необходимо отметить, что здесь установлены по крайней мере два покровных соотношения: 1) налегание отложений (I_3v-K_2 ср) Накыпыйлякского покрова на верхнемеловые отложения Янранайского автохтона, 2) налегание доверхнеюрских офиолитов (Эконайский, Островной и Ионайский покровы, а также офиолиты Майницкой зоны) и граувакк чирынайской серии (I_3v-K_2) либо на отложения Накыпыйлякского покрова, либо на верхнемеловые, включая маастрихт, отложения Алькатваамского автохтона (см. рис. 6). Шарьирование всех аллохтонных элементов на автохтон происходило в послемаастрихтское время (маастрихтские отложения образуют непрерывную серию с более древними слоями алькатваамского разреза). Надвигание офиолитов на Накыпыйлякский покров, как уже указывалось, происходило на рубеже кампан – маастрихт. Следовательно, намечаются два этапа шарьирования: предмаастрихтский (надвигание доюрских офиолитов на юрско-меловую толщу накыпыйлякского типа) и послемаастрихтский (надвигание всех покровов, включая Накыпыйлякский, на юрско-меловые породы алькатваамского и янранайского типов). В результате разворота послемаастрихтских покровов мы получаем такую последовательность юрско-меловых формационных комплексов (с юга на север): 1) меловая терригенная с яшмами и базальтами толща, 2) юрско-меловая туфово-терригенная толща алькатваамского типа, 3) юрско-меловая туфово-терригенная с олистостромой толща накыпыйлякского типа (рис. 7). Снятие эффекта предмаастрихтского шарьирования сводится к возвращению Эконайского, Островного и Ионайского покровов в их корневую область, т.е. в Майницкую зону.

На основании таких палинспастических реконструкций предлагается следующая схема тектонического развития рассматриваемой структуры. В среднем и позднем палеозое на ультрабазит-габбровом основании формируется вулканогенно-кремнистая толща. В триасе, ранней и частично средней юре рассматриваемая территория испытывает поднятие и, по-видимому, складчатость. Специфика последней заключалась в том, что она по существу предшествовала накоплению отложений островодужной стадии. В результате не была создана континентальная кора, а возникла лишь не слишком мощная кора переходного типа (внедрение небольших по объему тел кварцевых диоритов и плагиогранитов). Все это обусловило сохранение повышенной подвижности региона. По-видимому, уже в раннем мезозое здесь закладывается система расколов, маркируемых сериями даек. Этот процесс был достаточно длительным, вследствие чего формируется несколько их генераций.

Начиная с поздней юры обособившиеся блоки коры начинают раздвигаться, вскрывая породы меланократового фундамента (в современной структуре это офиолиты Майницкой зоны). Реализация раздвига происходила на нескольких структурных уровнях. При этом вся кора расслаивалась на серию независимо смещавшихся пластин. Однако главный срыв совпадал с полосчатым комплексом, т.е. с поверхностью М. Смещение начиналось как глубинный срыв (развитие полосчатого комплекса, наложенная амфиболитизация и т.д.), лишь позднее глубинные массы выводились в поверхностные условия (формирование отмеченных ранее катаклазитов). Так, в тылу смещавшегося к югу блока коры переходного типа возникла обширная впадина, которая начиная с верхней юры заполнялась мощной толщей преимущественно граувакк пестрого состава. По типу коры, структурному положению и формационному выполнению она сопоставляется с новообразованными котловинами краевых морей [Руженцев и др., 1977]. Хотя основной срыв здесь совпадал с поверхностью М, смещения происходили и на мантийном уровне, вследствие чего формируется система даек и пластовых тел габбродиабазов, а также происходит излияние базальтов, встречающихся преимущественно в нижней части разреза чирынайской серии.

Одновременно в южной, фронтальной по отношению смещавшихся блоков части региона (Эконайская и Алькатваамская зоны) начиная с волжского века (возможно, несколько раньше) на глубоководных глинисто-карбонатных осадках (l_{2-3}) формируется мощный туфово-терригенный комплекс, состав которого практически не меняется до кампана включительно. Указанные отложения выполняли обширный прогиб. С севера он был ограничен поднятием, сложенным габброидами, плагиогранитами и особенно палеозойскими породами. Именно с их размывом связано поступление в область аккумуляции основной массы обломочного материала. Кроме того, здесь же располагались вулканы, поставлявшие в прогиб значительное количество кислой и средней пирокластики.

По типу коры, характеру вулканизма и структурному положению указанное поднятие представляло островодужную кордильеру, возникшую вдоль южного фланга смещавшегося аллохтона. Такая ее интерпретация подтверждается широким развитием в приостроводужной части фронтального прогиба (Эконайская зона) мощных олистостромовых горизонтов.

Следовательно, юрско-меловые отложения Эконайской зоны накапливались вдоль северной периферии предостроводужного прогиба (см. рис. 7). Будучи



Рис. 7. Палинспастический профиль Корякского хребта (конец кампана-начало маастрихта) I = дуниты, гарцбургиты, лерцолиты; 2 = серпентиниты; 3 = полосчатый комплекс, габбро,дайковый комплекс, плагиограниты; 4 = вулканогенно-кремнистая голща (C₁-P₂m); 5 = туфово-терригенный с базальтами и яшмами комплекс (K₂cp); 6 = туфово-терригенный комплекспекс (I₃-K₂cp); 7 = туфово-терригенный с олистостромой комплекс (I₃-K₂cp); 8 = граувакки чирынайской серии (I₃v-K₂)

теснейшим образом связанными с развитием островной дуги, они соответствуют верхней, мелководной части внешнего склона последней. В пользу этого свидетельствует и относительная грубость отложений, горизонты заведомо мелководных пород (например, валанжинские, готеривские и коньякские отложения), а также значительные перерывы в осадконакоплении. Развитие в приостроводужной части фронтального прогиба закончилось на рубеже кампан-маастрихт в связи с образованием рассмотренных ранее покровов.

Отложения Алькатваамской зоны соответствуют внутренней части предостроводужного прогиба. Они накапливались в более глубоководных условиях, в обстановке устойчивого опускания начиная с поздней юры и до маастрихта включительно. Поступление обломочного материала также связано с размывом аллохтонных комплексов. Однако осадки здесь в целом тоньше, а олистостромовые горизонты отсутствуют вообще. Процесс предмаастрихтского шарьирования в Алькатваамской зоне не получил широкого распространения, вследствие чего маастрихтские покровы образуют непрерывную серию с подстилающими слоями.

В послемаастрихтский этап покровообразования фронтальный надвиг был приурочен к границе раздела отложений эконайского и алькатваамского типов. Юрско-меловые отложения Эконайской зоны, а также перекрывающие их предмаастрихтские аллохтоны (Эконайский, Островной, Ионайский), меланжи Майницкой зоны и граувакки чирынайской серии были шарьированы на юрско-меловые (включая маастрихтские) отложения Алькатваамской зоны.

Таким образом, становление тектонической структуры Корякского хребта было связано с перестройкой позднепалеозойского структурного плана и развитием системы тыловой раздвиг-фронтальный надвиг. Более определенно существование такой системы доказано для предмаастрихтского этапа движений, менее – для послемаастрихтского. Отличительные черты такой системы следующие: 1) скомпенсированный ее характер (тыловому раздвигу соответствует фронтальный надвиг, причем размеры того и другого в принципе сопоставимы); 2) синхронное развитие обеих структур (основное расширение тылового прогиба началось в конце поздней юры и продолжалось в мелу, одновременно происходило заполнение фронтального прогиба за счет размыва смещавшихся в его сторону офиолитовых аллохтонов); 3) коровый уровень срыва блоков, совпадавший с поверхностью М.

Сказанное подтверждает абсолютное смещение поверхностных коровых плит относительно мантии. Длительность процесса, образование в тылу смещаемых блоков огромного прогиба, максимальные (свыше 5 км) мощности накапливавщихся в нем толщ не позволяют связать становление покровов с явлением простого поверхностного оползания. По-видимому, формирование рассмотренной системы сопряженных структур не может быть непосредственно связано и с процессом крупноячеистой конвекции в астеносфере. На это в первую очередь указывает поверхностный характер смещения плит. В то же время очевидно, что растяжение блоков коры, обусловившее возникновение Майницкой впадины,



І-ІІб – фронтальный прогиб: І – туфово-терригенная серия Алькатваамского автохтона (I₃-K₂) Ца – туфово-терригенная с базальтами и яшмами серия Янранайского автохтона (K₂), IIб – туфово-терригенная с олистостромой серия Накыпыйлякского покрова (I₃-K₂); II6 – офиолитовый аллохтон (Эконайский, Островной и Ионайский покровы); III – тыловой раздвиг (Майницкая зона)

происходило на фоне субдуктивного процесса. Такая временная и пространственная связь, конечно, не случайна. Оба явления имеют общую генетическую основу, что и подразумевается плейттектоническими построениями, связывающими формирование современных и междуговых бассейнов с мантийным диапиризмом в зоне субдукции. Изложенный выше материал в целом соответствует отмеченной модели (общее воздымание территории в раннем мезозое, расползание блоков коры в сводовой части поднятия, сопровождаемое глубинным магматизмом). Механизм этого процесса и его реализация на глубинных уровнях (ультрабазит-габбровое основание) подробнее рассмотрены в последующих разделах.

УРОВЕНЬ СРЫВОВ ПРИ РАСТЯЖЕНИИ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ (ЮЖНАЯ ЧУКОТКА)

Рассмотренный выше пример показывает, что абсолютное смещение коровых плит относительно мантии существует. В основном это положение подтверждается для протоокеанических (офиолитовых) зон, где часто базальные срывы совпадают с полосчатым комплексом, основание которого отождествляется с древней поверхностью М. Сложнее обстоит дело со смещением континентальных коровых плит. На основании ряда соображений такое смещение обосновывалось некоторыми авторами настоящей работы [Пейве, 1967; Книппер, 1975; Руженцев, 1976; Руженцев и др., 1977а, б]. Предполагалось, что срыв и удаление коровых масс вдоль поверхностей М и К обусловили вскрытие древнего меланократового фундамента, на котором формируются новообразованные прогибы океанического типа. Принципиальную важность в этом случае приобретает факт временно́го разрыва на границе раздела меланократовый фундамент – чехол.

Эти соотношения рассматривались на примерах Альпийского пояса [Книппер, 1975] и Южного Урала [Руженцев, 1976]. Слабой стороной такой концепции являлось отсутствие в пределах новообразованных раздвигов реликтовых блоков, сложенных породами, сопоставимыми с породами верхней мантии и базальтового слоя современных континентов. Исследования, проведенные в хр. Пекульней (Южная Чукотка), в известной мере восполнили этот пробел.

Хребет Пекульней расположен на левобережье р. Анадырь к северу от Усть-Бельского ультрабазит-габбрового массива. Его северные отроги вплотную подходят к Чукотскому отрезку Охотско-Чукотского вулканического пояса. Последний, как известно, является естественной границей между миогеосинклинальной зоной Чукотских мезозоид и структурами Корякского нагорья [Некрасов, 1978]. Миогеосинклинальная зона Чукотских мезозоид залегает на древней континентальной коре, породы которой вскрыты в пределах так называемого Чукотского срединного массива, где обнажены разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, возраст которых по K-Ar методу датируется от 1676 до 973 млн. лет [Крюков, Недомолвкин, 1974]. Выше этих образований залегают миогеосинклинальные отложения рифея, палеозоя и мезозоя.



Рис. 8. Схема геологического строения и геологические разрезы хр. Пекульней. Составлена с использованием материалов В.А. Захарова, В.И. Шкурского и А.А. Мануйлова

Автохтон. 1, 2 – западный блок: 1 – вулканогенно-терригенные породы берриаса – низов готерива, 2 – раннемеловые гранитоиды; <math>3-6 – восточный блок: 3 – докембрийские амфиболдвупироксеновые кристаллические сланцы и эндербиты, <math>4 – гранатсодержащие габбро-нориты, 5 – оливин-пироксеновые габбро, габбро-анортозиты, 6 – амфиболовые габбро, тоналиты и плагиограниты; 7 – терригенно-карбонатно-углистые толщи позднего палеозоя – раннего мезозоя (?); 8 – комплекс параллельных даек; 9 – умеренно кислые вулканиты и терригенные породы берриаса-валанжина; <math>10 – дикий флиш готерива. Аллохтон. <math>11-18 – серпентинитовый меланж и тектонические блоки в нем: 11 – серпентиниты, 12 – шпинелевые лерцолиты, 24

Отдельные выходы пород миогеосинклинального комплекса Чукотских мезозоид вскрываются из-под вулканических покровов в пределах вулканического пояса, например в верховьях р. Танюрер [Аркавый и др., 1975].

Таким образом, хр. Пекульней, начинаясь в пределах Корякского нагорья, подходит почти вплотную к миогеосинклинальной зоне Чукотских мезозоид, и здесь следовало искать соотношения офиолитовых комплексов с более древними континентальными блоками. Еще одно обстоятельство представлялось крайне важным. Если в более южных районах Западной Камчатки и Корякского нагорья структуры Яно-Колымских мезозоид и офиолитовые зоны Корякии располагаются субпараллельно, то здесь происходит их резкое торцовое сочленение.

Геологическое строение хр. Пекульней определяется тремя самостоятельными комплексами пород: автохтонного, аллохтонного и неавтохтонного [Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979].

Автохтонный комплекс (рис. 8) слагает осевую часть и западный склон хребта. Площадь развития его пород расширяется к северу. Комплекс состоит из двух блоков, восточный из которых взброшен на западный по крутому разлому. Западный блок автохтонного комплекса лучше всего обнажен на участке от долины р. Стойбищной на юге до долины р. Бычьей на севере. В основании его разреза вскрыты терригенные породы с редкими покровами основных дав (берриасваланжин). Выше залегает толща кислых вулканитов с прослоями песчаников, туфопесчаников и алевролитов (верхняя часть валанжинского-нижняя часть готеривского ярусов). Общая мощность берриас-тотеривских отложений 2000–2500 м. Породы берриас-готерива смяты в пологие брахиформные и коробчатые складки северо-западного простирания, с наклоном слоев на их крыльях до 30°. Значительную часть площади блока слагают интрузии габбро-тоналит-плагиогранитной и гранитной формаций. В них широко распространены ксенолиты метаморфических пород, анортозитов и агматитов. Последние, видимо, представляют частично гранитизированные включения пород кристаллического фундамента.

Метаморфические и гранитизированные породы фундамента обнажены на дневной поверхности в пределах восточного блока, занимающего осевую часть хребта в верховьях рек Бычьей, Светлой, Поперечной и Куйвиеема. В центральной его части, вскрытой лучше всего к востоку от оз. Пекульнейтыттын, обнажены амфибол-двупироксеновые сланцы и эндербиты. Часто эти породы гранитизированы и по ним образуются плагиогранито-гнейсы, агматиты и мигматиты, необычайно сходные с ксенолитами, развитыми в гранитоидах западного блока. Метаморфические породы хр. Пекульней слагают центральную часть несколько вытянутой в меридиональном направлении куполовидной структуры. Крылья купола сложены чередующимися между собой основными кристаллическими сланцами и тонкополосчатыми гранатсодержащими габбро-норитами. Выше по разрезу в восточном крыле купола залегают габбро-анортозиты, анортозиты и меланократовые оливин-пироксеновые габбро. Разрез венчается грубополосчатыми амфиболовыми габбро.

Парагенезис амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев и эндербитов, монотонность разреза в целом, в также особенности минеральных парагенезисов и составов сосуществующих минералов (гиперстена, клинопироксена и битовнита в кристаллических сланцах; гиперстена, андезина и кварца в эндербитах) сближают низы разреза гранулит-базитового комплекса хр. Пекульней с далдынской се-

Окончание подписи к рис. 8

гранатовые пироксениты и эклогиты, 13 – дуниты и верлиты, 14 – вулканогенно-кремнистые породы поздней юры – валанжина (?), 15 – терригенно-карбонатные породы и основные вулканиты берриаса и готерива, 16 – диафторированные гранат-андалузитовые кристаллические сланцы и габбро-амфиболиты, 17 – зеленые сланцы, 18 – серпентинитовые песчаники и конгломераты; 19 – вулканогенно-кремнистая толща поздней юры – валанжина (пекульнейская свита); 20 – зеленосланцевая толща, возникшая за счет вулканогенно-кремнистых пород предположительно пекульнейвеемской свиты. *Неоавтохтон.* 21–24- молассовые толщи: 21 – аптаальба, 22 – позднего мела, 23 – палеогена, 24 – неогена; 25 – разломы; 26 – надвиги; 27 – терригенно-карбонатно-углистая толща позднего палеозоя – раннего мезозоя (?); 28 – песчано-сланцевые породы и вулканиты берриаса-валанжина; 29 – кислые вулканиты верхней части валанжина – низов готерива; 30 – дикий флиш готерива

рией Анабарского массива. [Лутц, 1974] и нижними частями разреза кристаллических пород фундамента Омолонского массива [Гельман, Терехов, 1973].

Выше пород метаморфического комплекса в восточном блоке распространены отложения карбонатно-терригенно-углистой толщи. Она сложена зелеными и черными тонколистоватыми аргиллитами, алевролитами и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. В виде отдельных прослоев и линз в ней присутствуют карбонатные песчаники, песчанистые известняки и угли. Судя по данным В.И. Аркавого с соавторами [1975], эти образования сходны с пермскими и раннетриасовыми образованиями Чукотских мезозоид.

Метаморфические образования и породы карбонатно-терригенно-углистой толши рассечены комплексом даек базальтов, диабазов, долеритов, кварцевых диоритпорфиритов и фельзитов. В породах карбонатно-терригенно-углистой толщи распространены также многочисленные силлы диабазов. Резко несогласно на всех этих образованиях залегают отложения берриаса и валанжина. Их основание сложено 250-метровым горизонтом осадочных брекчий. Это красно-бурые или темнозеленые породы, состоящие из остроугольных глыб (до 0,5 м) и обломков габбро, диоритов, пород дайкового комплекса, сцементированных гематитовым или кварцево-хлорит-сульфидным цементом. В верхних слоях брекчий появляются обломки вулканитов, гнейсов, кристаллических сланцев и анортозитов. По своему внешнему облику (характеру обломков, составу цемента и др.) эти породы очень напоминают осадочные брекчии, залегающие в основании вулканогенно-кремнистых членов офиолитовых ассоциаций и детально изучены итальянскими геологами в Лигурии [Gianelli, Principi, 1974]. По мнению А.Л. Книппера [1978], происхождение их связано со срывом нижних горизонтов земной коры и вскрытием пород мантии в процессе формирования раздвиговых структур с корой океанического типа. Мы можем предполагать сходный генезис и для этих образований. Вышележащая часть разреза представлена чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих покровы андезито-дацитов и липаритов. Мощность берриас-валанжинских отложений около 1500-2000 м.

Разрез венчается диким флишем готерива, представляющим ритмичное чередование известковистых песчаников и алевролитов с пачками плохо сортированных вулканомиктовых конгломератов с обломками гранитоидов, габбро и порфиритов. Мощность этой толщи около 1200–1300 м.

Для внутренней структуры блока характерны крутые субмеридиональные разломы со ступенчатым погружением пород кристаллического фундамента на восток. В этом же направлении увеличивается степень деформации пород.

Аллохтонный комплекс слагает юго-восточные отроги хребта, расширяясь постепенно к югу. В его оснвании залегает серпентинитовый меланж. В южной части хребта (к югу от долины р. Северный Пекульнейвеем) в составе серпентинитового меланжа обнаружены блоки метаморфических пород (зеленых сланцев, габбро-амфиболитов и гранат-андалузитовых сланцев), а также крупные блоки вулканогенно-терригенных образований валанжина и готерива. Интересно, что в мелкогалечных конгломератах, залегающих в основании разрезов валанжинских отложений, уже содержатся обломки сходных метаморфических пород, что определяет их верхний возрастной предел. К северу от широтного отрезка долины р. Северный Пекульнейвеем состав включений в меланже меняется. Здесь они представлены мощными (1,5-2 км) пластинами шпинелевых лерцолитов, гранат-шпинелевых вебстеритов, клинопироксенитов, дунитов и верлитов. Реже встречаются блоки вулканогенно-кремнистых пород с серпентинитовыми песчаниками и гравелитами в основании.

По соотношению пород в отдельных пластинах ультрабазитов можно представить себе их разрез. Нижнюю часть его, очевидно, слагают тонкополосчатые и линзовидно-полосчатые шпинельные лерцолиты и подчиненные им дуниты. Мощность их составляла, вероятно, не менее 1000 м. В средней части должны залегать полосчатые, иногда ритмично-полосчатые гранат-шпинелевые клинопироксениты и вебстериты мощностью около 250–300 м. Верхняя часть разреза сложена дунитами и верлитами, среди которых в виде отдельных линз и прослоев присутствуют шпинслевые и шпинель-гранатовые пироксениты и, возможно, габброиды. Мощность этой части разреза более 500 м. При диафторезе по всем этим образованиям развивается широкая гамма гранат-эпидот-амфибол-плагиоклазовых пород.

Верхняя часть аллохтонного комплекса представлена вулканогенно-кремнистыми образованиями поздней юры — валанжина, сходными с отдельными разрезами упоминавшейся ранее чирынайской серии. В основании их залегают тонкослоистые, часто окремненные алевролиты мощностью до 100—120 м. В них выше по разрезу начинают появляться линзы, прослои и пачки сургучно-красных кремней. Вся вышележащая часть разреза представлена базальтами, вариолитами и спилитами с линзами и прослоями кремнистых сланцев, сургучно-красных и зеленых яшм. Примерно в середине разреза прослеживается 50—150-метровый горизонт кремнистых сланцев, алевролитов и пелитоморфных известняков. Разрез венчается мелкообломочными туфами и алевролитами с прослоями темно-серых и черных кремней. Общая мощность отложений поздней юры—валанжина около 1000— 1500 м.

Почти повсеместно контакт вулканогенно-кремнистой толщи с породами меланократового фундамента тектонический. Однако в основании некоторых крупных блоков этих же пород, залегающих в меланже, содержатся прослои серпентинитовых гравелитов и песчаников. Породы вулканогенно-кремнистой толщи смяты в узкие, крутые складки и нарушены крутыми меридиональными сбросами.

Породы аллохтона образуют клиновидную полосу выходов, резко сужающуюся к северу. В верховьях р. Правой Бычьей породы аллохтона тектонически перекрыты отложениями карбонатно-терригенно-углистой толщи, и севернее мы наблюдаем лишь тектонически совмещенные разрезы автохтонных комплексов. Видимо, зона развития офиолитов хр. Пекульней представляла относительно узкую зону расширения в континентальной коре Чукотской мезозойской миогеосинклинали, открывавшуюся к югу и выклинивавшуюся на север. К такому выводу мы неизбежно приходим еще и потому, что к северу на продолжении зоны меланжа в породах континентальной коры распространен комплекс параллельных даек и интрузии габброидов, которые будут рассмотрены ниже. Кроме того, восточнее хр. Пекульмей (среднее течение р. Танюрер) были обнаружены выходы диафторированных амфиболитовых сланцев и габбро-норитов, сходных с аналогичными породами, распространенными в верхах кристаллического фундамента Пекульнейского автохтона.

Наконец, к северу от выклинивания зоны меланжа вулканогенно-кремнистые отложения пекульнейвеемской свиты резко сменяются одновозрастными терригенными образованиями. Таким образом, мы можем, видимо, рассматривать эту зону как узкий рифт, уходящий от океанической зоны (или скорее субокеанической) коры Корякского нагорья в пределы мезозойского континента Чукотки. При этом и сама континентальная кора, находящаяся на продолжении этой рифтовой зоны, подвергается весьма существенным изменениям. Она прежде всего насыщается телами габбро и зонами даек. Как уже отмечалось ранее, эти образования приурочены в основном к восточному крылу куполовидной структуры, развитой в породах кристаллического комплекса. Нижняя часть габбрового комплекса сложена габбро-норитами, переслоенными двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Переходы между ними сложные: наблюдаются как постепенные и согласные контакты, так и секущие жилы крупнозернистых габбро-норитов в кристаллических сланцах. Выше залегают преимущественно гранатсодержащие габбронориты, переходящие в меланократовые анортозиты и оливин-пироксеновые габбро. Среди них содержатся ксенолиты основных кристаллических сланцев - Еще выше они сменяются мезо- и меланократовыми массивнополосчатыми оливинпироксеновыми габбро, содержащими тела и жилы крупнозернистых троктолитов с шаровидными сегрегациями плагиоклазов. Верхняя часть этих пород представлена 30-40-метровым горизонтом габбро-пегматитов. Разрез венчается амфиболовыми габбро и тоналитами. По своему внешнему облику, химическому составу и содержанию редких элементов эти породы очень сходны с габброидами офиолитовых комплексов. Не совсем ясна их возрастная датировка.

Совершенно очевидно, что обломки офиолитов находятся в брекчиях валанжинского возраста. Ясно также и то, что амфиболовые габбро и тоналиты секут породы карбонатно-терригенно-углистой толщи. Поэтому кажется логичным предполагать, что они сформировались в момент рифтогенеза континентальной коры. В то же время гранатсодержащие габбро-нориты характеризуются набором минералов, близким к минеральным парагенезисам пород кристаллического фундамента. Не исключено, что мы здесь имеем несколько разновозрастных генераций габбро.

Комплекс параллельных даек прослеживается в виде зоны субмеридионального простирания шириной около 4-5 км, уходящей в породы автохтона на расстояние не менее 15 км. Вмещающие породы на юге представлены амфиболовыми габбро и отложениями карбонатно-терригенно-углистой толщи, а на севере – породами докембрийского кристаллического фундамента.

Дайки, как правило, вертикальны или круто наклонены на восток. В ряде мест отдельные дайки соединяются друг с другом наклонными жилами. Густота даек различная, в некоторых случаях они образуют зоны сгущения шириной до 200 м, в которых наблюдается "дайка в дайке", что напоминает серии параллельных даек офиолитовых комплексов.

По составу дайки варьируют от базальтов до тоналитов. Видно, однако, что по своим петрохимическим особенностям, нанесенным на диаграмму AFM, их точки ложатся на единую линию толеитовой дифференциации [Марков, Некрасов, 1979]. Возраст даек доваланжинский, так как их обломки обнаружены в осадочных брекчиях валанжинского возраста.

История геологического развития хр. Пекульней, согласно приведенным выше геологическим данным, скорее всего, должна рисоваться следующим образом. Северная часть хребта ранее, по всей видимости, принадлежала к зоне чукотских миогеосинклинальных мезозоид, в основании которых залегал древний метаморфический фундамент.

В конце юры-начале мела, как уже отмечалось ранее, в более южных районах Корякского нагорья процесс формирования зон вторичного растяжения (структур типа краевых морей) достиг своего максимального развития. В это же время Чукотской миогеосинклинали с образованием произошло и разламывание края рифтовых зон в континентальной коре. В результате рифтогенеза был вскрыт мантийный субстрат древней континентальной коры (шпинелевые лериолиты, гранатовые клинопироксениты), прямо на котором и отлагались вулканогеннокремнистые образования поздней юры-раннего мела. Одновременно с этим к северу от зоны растяжения в пределах континентального блока внедрялись серии параллельных даек и массивы габброидов, петрохимически необычайно сходные с породами офиолитовых комплексов [Марков, Некрасов, 1979]. Таким образом, формирование зон растяжения в пределах южного края Чукотской миогеосинклинали происходило в результате срыва древнего кристаллического фундамента с подстилающих их ультрабазитов, т.е. примерно по древней поверхности М, ибо, как было показано Б.Г. Лутцем [1974], породы гранулит-базитовых комплексов архея по своему вещественному составу и физическим свойствам должны быть сопоставлены с базальтовым геофизическим слоем континентальной земной коры.

Рассмотренные нами особенности строения хр. Пекульней не являются уникальными. Очень сходная ситуация описана Р. Колменом [Колмен и др., 1978; Coleman, 1974; Coleman et al., 1972] для района Красноморского рифта, где также происходит формирование его за счет утонения континентальной коры, обламывания и внедрения в ее края габбро и серии параллельных даек. При этом можно предполагать, что один из основных уровней срыва, по которому происходило движение Африканской и Аравийской плит, находился также на границе коры и мантии. Возможно, такие движения облегчались здесь наличием зон пластичного течения и частичного подплавления пород основания коры в связи с резким увеличением теплового потока. Доказательством тому служит внедрение гранофиров, синхронных комплексу параллельных даек, а также соотношение изотопов ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них [Колмен и др., 1978]. Таким образом, рассмотренный материал, как нам кажется, свидетельствует о том, что формирование структур с корой океанического типа происходит часто в результате срывов на границе коры и мантии, т.е. на более верхних уровнях, чем астеносфера. Связаны ли эти срывы с конвективными движениями маловязкого вещества астеносферы, сказать трудно. Однако наличие таких небольших по размерам смежных структур сжатия и растяжения, по-видимому, свидетельствует о том, что мы не можем связывать их образование с крупноячеистой конвекцией в астеносфере, как это предполагается гипотезой "новой глобальной тектоники". Наконец, хотелось бы обратить внимание еще на один вывод, вытекающий из рассмотренных примеров. Он заключается в том, что по мере увеличения мощности земной коры увеличивается ее тектоническая расслоенность, в ней появляется все больше и больше уровней срывов.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЕ СМЕЩЕНИЕ ОБОЛОЧЕК ЛИТОСФЕРЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ (УРАЛ)

Расслоенность литосферы подтверждается на основании анализа распространения по латерали разнообразных формационных комплексов, в частности, на Урале. Здесь в последнее время было убедительно показано, что эвгеосинклинальные комплексы имеют океаническую природу и в целом надвинуты на восточную окраину Русской платформы, сложенную миогеосинклинальными толщами [Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1974; Тектоника Урала..., 1977]. Таким образом, Уральский складчатый пояс представляет область сочленения Восточно-Европейского палеоконтинента и палеоструктур с корой океанического типа. На основании формационного анализа, структурных исследований и палинспастических реконструкций удается установить, что в раннем и среднем палеозое на границе континент—океан происходили довольно сложные дифференцированные движения по субгоризонтальным поверхностям разной глубинности. Это нашло отражение в особенностях и характере эволюции пограничных тектонических зон. Наиболее интересны в этом отношении Южный и Полярный Урал.

В указанных регионах выделяется несколько зон, которые отвечают ряду крупных конседиментационных структур Палеоурала, развивавшихся в различных геотектонических условиях. Их границы часто несогласны с современной складчатой структурой, сформировавшейся в основном в самом конце палеозоя.

Южный Урал

На Южном Урале, включая Северные Мугоджары, в раннем-среднем палеозое с запада на восток¹ располагались следующие тектонические зоны: Прибельская, Сакмарская, Эбетинская, Вознесенско-Халиловская, Таналык-Ирендыкская (рис. 9). Им соответствуют специфические формационные комплексы, объединяющие вертикальные и латеральные ряды формаций в пределах каждой зоны. Стратиграфия их основана на многочисленных палеонтологических находках и изложена в многочисленных публикациях. Достаточно подробно освещена в литературе и внутренняя структура большинства зон. В настоящее время все они находятся в аллохтонном залегании; исключение составляет только самая западная зона (параавтохтон). Ниже главное внимание будет уделено выявлению и корреляции тектонических событий в допозднедевонскую стадию их развития, которая предшествовала основной эпохе шарьирования.

Прибельская зона. Разрез представлен мелководным терригенно-карбонатным комплексом платформенного типа, трансгрессивно залегающим на байкальском (венд-рифейском) миогеосинклинальном чехле Восточно-Европейского континента. Комплекс обнажен в северной части Зилаирского синклинория на западном его крыле и центриклинальном замыкании. Последовательность напластования выглядит следующим образом [Камалетдинов, 1974; Клочихин и др. 1975].

¹ Более восточные зоны не рассматриваются.



Рис. 9. Тектоническая схема Южноуральского региона

А, Б - районы детальных исследований

1, 2 – неоавтохтонные комплексы: 1 – преимущественно флишевый (С₂₋₃), 2 – граувак-1, 2 – неоавтохтонные комплексы: 1 – преимущественно флишевый (C₂₋₃), 2 – граувак-ковый (D₃-C₁); 3 – выступы доордовикского основания; 4–8 – ранне-среднепалеозойские тектонические зоны: 4 – Прибельская, 5 – Сакмарская, 6 – Эбетинская, 7 – Вознесенско-Халиловская, 8 – Таналык-Ирендыкская; 9, 10 – основные границы: 9 – тектонические (с указанием направления падения сместителей), 10 – стратиграфические. Цифры и буквы на схеме. Антиклинории: 1 – Башкирский, 2 – Уралтауский; 3 – Зилаир-ский синклинорий; аллохтоны: 4 – Сакмарский, 5 – Кракинский; габбро-гипербазитовые массивы: Кп – Кемпирсайский, К – Катралинский; Х – Хабарнинский

30

Средний-верхний ордовик (карадок) – существенно кварцевые песчаники, реже песчанистые доломиты, гравелиты и мелкогалечные конгломераты; мощность меняется от первых метров до 100 м. Нижний силур – однообразная толща глинистых сланцев, вверху с редкими прослоями тонкозернистых кварцевых песчаников и известняков, внизу с пачкой доломитов; мощность лландовери – 40–55 м, венлока – 300 м. Верхний силур – доломиты и известняки (мощность до 200 м). Нижний девон – рифогенные известняки (400–500 м), на севере битуминозные (250– 300 м); встречаются линзовидные тела доломитов. Эйфельский ярус – внизу кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты (до 70 м), слабоглинистые известняки (до 110 м), в наиболее восточных выходах сменяются местами рифогенными известняками (300–400 м); вверху глинистые известняки (300–380 м). Живетский и франский ярусы – слоистые известняки мощностью соответственно 50– 250 м и от нескольких метров до 260 м.

В разрезе отмечаются неоднократные размывы: в подошве нижнего и внутри верхнего силура, в основании среднего девона (региональный). Обломочный материал приносился из западных регионов.

Терригенно-карбонатный комплекс венчается флишоидной толщей фаменскораннетурнейского возраста (зилаирская серия), состоящей из граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями и линзами известняков; вверху много глинисто-кремнистых сланцев. Отложения зилаирской серии перекрывают осадки франского, живетского и эйфельского ярусов. Мощность на западе не превышает 600–700 м, к востоку она возрастает до 2–3 км [Камалетдинов, 1974]. В этом же направлении появляются олистостромовые горизонты и пачки.

Рассмотренный разрез палеозоя в целом сильно сокращается в сторону Башкирского антиклинория и к югу от него. На довольно коротком расстоянии выпадают ордовик и весь нижний девон, мощность силура уменьшается до 50 м и менее. В основании эйфеля появляются разнозернистые кварцевые песчаники (такатинские слои, 120-140 м), налегающие на силур или ашинскую серию (V- ε_1 ?). Мощность живетских и франских известняков сокращается в несколько раз, а зилаирская серия, кластический материал которой поступал с востока, замещается карбонатной толщей мощностью в первые сотни метров.

Таким образом, терригенно-карбонатный комплекс Прибельской зоны представляет утолщающуюся в восточном направлении призму осадков, которая сформировалась в области мелководного шельфа. На востоке этой области в течение раннего девона и первой половины эйфельского века существовала полоса крупных рифов.

Сакмарская зона. Формационный комплекс состоит из фациально очень пестрых осадочных и вулканических толщ ордовика, силура, девона, заключающих большое количество ультрабазитов и габбро. Он отвечает новообразованной субокеанической структуре [Руженцев, 1976], заложенной на краю Восточно-Европейского континента. Основная масса пород слагает Сакмарский аллохтон на юге Зилаирского синклинория, который перекрывает также южное погружение Уралтауского антиклинория. На севере Зилаирского синклинория они составляют нижнюю часть Кракинского аллохтона. Кроме того, узкая прерывистая полоса осадков протягивается вдоль западного крыла Уралтауского антиклинория (см. рис. 9). Ниже будут рассмотрены разрезы главным образом Сакмарского аллохтона.

Сакмарский аллохтон, особенно его южная часть, отличается исключительной сложностью геологического строения. Разнообразные по своему происхождению и фациальной принадлежности породы часто пространственно совмещены или перемешаны, слагая серии смятых шарьяжных пластин, глыбы и блоки в составе широко развитого серпентинитового меланжа [Камалетдинов и др., 1970; Пейве и др., 19716; Руженцев, 1971а, 1976; Камалетдинов, 1974; Абдулин и др., 1977]. Приводимое краткое описание отдельных толщ построено с учетом их наиболее вероятного первоначального взаиморасположения. При этом была использована методика палинспастических реконструкций, предложенная С.В. Руженцевым [1976].

Основные этапы развития, типы разрезов, условия седиментации и вулканизма. В истории развития Сакмарской зоны, начавшейся с рубежа кембрий-ордовик,



Рис. 10. Схема соотношения основных типов отложений южноуральских тектонических зон (палинспастическая реконструкция)

Тектонические зоны: І – Прибельская, ІІ – Сакмарская, ІІІ – Эбетинская, ІV – Вознесенско-Халиловская, V – Таналык-Ирендыкская.

1 – граувакковые флишоиды; 2 – мелководные известняки (а), в том числе рифогенные (б); 3 – доломиты; 4 – аркозы; 5 – алверитово-глинистые осадки мелководные (а) и глубоководные (б); 6 – углеродисто-глинисто-кремнистые отложения; 7 – маркирующие горизонты яшм; 8 – яшмово-диабазовая формация; 9–15 – вулканиты: 9 – преимущественно кислые натрового ряда, 10 – основные толеитовой (а) и высокоглиноземистой (б) серий, 11 – базальтового и дацит-липаритового состава (контрастно дифференцированная формация), 12 –

выделяется несколько этапов, каждый из которых отличался тектонической и палеогеографической обстановкой накопления характерных для него толщ (рис. 10).

В позднем кембрии-раннем ордовике существовали два типа разрезов. К северу от широтного отрезка р. Урал, а также по левобережью этой реки в центральной и западной частях Сакмарского аллохтона в небольших разрозненных выходах, ограниченных тектоническими контактами, обнажаются породы кидрясовской свиты ($\mathcal{C}_3 - O_1 t$ или $O_1 t$). Свита сложена мелководными плагиоклазовыми, часто глауконитсодержащими и косослоистыми аркозами с прослоями известковистых аргиллитов и линзами существенно кварцевых гравелитов или мелкогалечных конгломератов. В восточном направлении (к востоку и юго-востоку от г. Медногорск) увеличивается количество слюдистых и полимиктовых (вулканотерригенных) песчаников, глинистых сланцев, появляются кремнистые разности. Мощность разрезов очень изменчива, достигает на западе 150–200 м, на востоке – 400 м.

На юго-востоке Сакмарского аллохтона фрагментарно встречаются образования куагачской свиты (O_1 t- a_1), которые отличаются присутствием среди мелкозернистых аркозов кидрясовского типа избирательно гематитизированных вулканитов и грубообломочных осадков полимиктового состава. Вулканиты местами составляют почти половину объема куагачской свиты, тяготея к ее верхней части. Преобладают покровы и силлы порфировых или афировых, часто миндалекаменных, иногда слабо спилитизированных базальтов, диабазов, долеритов, относящихся по своему химическому составу к щелочной оливин-базальтовой серии с высоким содержанием титана (TiO_2 до 3%) [Кориневский, 1975]. В подчиненном количестве встречаются дифференциаты различной кремнекислотности (вплоть до лав и туфобрекчий дацитов), среди которых довольно много трахитовых разностей калиевой специализации [Формации..., 1978].



базальт-андезит-дацит-липаритового состава калинатровой известково-щелочной (a), известково-целочной и частично щелочной (b) серий (непрерывно дифференцированные формация), 13 — базальт-андезито-базальтового состава известково-целочной серии с тефровыми турбидитами (слабо дифференцированная формация), 14 — преимущественно основного состава щелочной серии (a), содержащие высококалиевые разности (b), 15 — ортофирового состава щелочной серии (a), содержащие высококалиевые разности (b), 15 — ортофирового состава; 16 тефроиды, слоистые туфы; 17 — тонкие кремнисто-пепловые осадки; 18 — терригенные отложения: a — вулканомиктовые, b — внутрибассейнового происхождения (кремневые, "зеленокаменные", полимиктовые, реже известняковые); 19 — олистостромы и связанные с ними грубообломочные породы (a), в том числе офиолитокластовые (b); 20 — меланократовое основание; 21 — направление тектонического скучивания и шарьирования

Мощность куагачской свиты не менее 300-400 м. Вверху часто присутствуют линзы и глыбы органогенно-детритовых известняков с фауной $O_1 t_2 \cdot a_1$ [Стратиграфия..., 1973; Абдулин и др., 1977]. В некоторых относительно более западных разрезах с эффузивами связаны прослои пестроокрашенных силицитов. Грубообломочный терригенный материал наиболее обилен на востоке. Самый восточный разрез (район слияния рек Эбета и Урал) трансгрессивно залегает на слабо метаморфизованных породах верхней части суванякского комплекса (R_3 -V) антиклинория Уралтау. Среди обломков, состоящих из продуктов размыва подстилающих и других образований уралтауского типа, много хорошо окатанной гальки и валунов кислых вулканитов, гранитоидов, жильного кварца. На коротком расстоянии относительно полный разрез ($O_1 t_{1-2}$) сменяется в несколько раз сокращенными по мощности осадками $O_1 t_2$ (см. "Эбетинская зона").

Породы кидрясовской и куагачской свит относятся к "грабеновым фациям" [Руженцев, 1976]. Их накопление происходило в возникшем на "сиалическом" цоколе очень мелководном морском бассейне с несколько более глубоководной центральной частью на севере, к востоку от г. Медногорск, где седиментация началась уже в самом конце позднего кембрия [Стратиграфия..., 1973]. Судя по резкому изменению мощностей и гранулометрии осадочных пачек, бассейн имел довольно сложную морфологию и состоял из отдельных ванн. Обломочный материал поступал как со стороны западной платформенной суши и внутрибассейновых пенепленизированных островных поднятий (аркозы), так и с более расчлененного восточного обрамления (полимиктовая и вулканотерригенная кластика). На юге вдоль восточного края возникли грабенообразные депрессии, вулканически активные примерно с середины гремадока. Петрохимические особенности вулканитов свидетельствуют об их сходстве с формацией континентальных рифтов [Формации..., 1978].

3. Зак. 1382

Следующий этап охватывает ранний ордовик – началолландовери. Один из основных типов разрезов представлен кураганской свитой (O_{1a} - S_{1l}), распространенной главным образом на севере и северо-западе Сакмарского аллохтона. Свита состоит из глубоководных бескарбонатных аргиллитов вишневокрасного и оливково-зеленого цвета, часто туфогенных [Гаврилов, 1967], содержащих прослои кремнистых туффитов, а также слюдисто-кварцевых и аркозовых алевролитов и песчаников. Количество и размер обломочного материала возрастают в северном и северо-западном направлениях [Вознесенская, 1975]. Мощность свиты достигает 400–450 м, обычно она значительно меньше. Нижний контакт почти всюду тектонический. Во многих районах кураганская свита встречается совместно с кидрясовской, разрезы которой она, по-видимому, наращивает. На крайнем юге, в районе среднего течения р. Карабутак, пестроцветные аргиллиты с фаунистическими остатками O_{1a_2} постепенно сменяют разрез куагачской свиты [Руженцев, 1976]. В ряде мест, особенно по левобережью р. Сакмары, кураганские аргиллиты подстилались, по всей вероятности, серпентинитами [Формации..., 1978].

Наиболее северо-западные разрезы сохранились только на западном крыле Уралтауского антиклинория (уразинская свита O_{2-3}). Здесь обнажаются мелкогрубозернистые кварцевые песчаники, чередующиеся вверху с филлитизированными глинистыми сланцами, общей мощностью не более 300 м. Имеются сведения об их залегании на различных толщах суванякского комплекса [Радченко, Клочихин, 1974].

На юго-востоке северной части Сакмарского аллохтона и на всей его площади к югу от р. Урал развит кремнисто-туфовый тип разрезов $O_2 - S_1 l_1$ (соответственно губерлинская и косистекская свиты). Для этого типа характерно частое переслаивание зеленоцветных туфов, тефрогенных песчаников, обломочных и кремнистых ярко окрашенных туффитов, силицитов, аргиллитов. Состав вулканического материала плагиолипаритовый и дацитовый, вверху местами андезитовый. С востока на запад устанавливается постепенная смена следующих толщ: существенно туфовой, туффито-туфовой и глинисто-кремнистой [Формации..., 1978] Мощность их меняется от 800 м на востоке до 400 м на западе. В северо-западной части ареала распространения глинисто-кремнистой толщи появляются разрезы, переходные к кураганскому типу. Кроме того, нижние горизонты кураганской свиты обычно подстилают кремнисто-туфовые разрезы. У западного края аллохтона, на левобережье Урала в верховьях руч. Сарытогай, губерлинские туффиты залегают непосредственно на габбро-амфиболит-серпентиновом субстрате. В основании прослеживается маломощный будинированный пласт офикальцитовой брекчии, состоящий из мраморизованных известняков и неправильно угловатых обломков серпентинитов разного размера.

Рассмотренные типы разрезов сформировались в едином общирном прогибе с хорошо выраженными склонами. Поступавший с платформы кварцевый и аркозовый терригенный материал отлагался вдоль западного склона, главным образом в его северной части (уразинская свита), откуда в небольшом количестве временами разносился далее к югу. Сравнительно маломощная глинистая толща (кураганские аргиллиты) накопилась в глубокой котловине, в основании которой местами обнажились породы габбро-гипербазитового комплекса (меланократовый фундамент). В юго-восточной части прогиба со среднего ордовика в возрастающем количестве появились породы вулканического происхождения (губерлинская и косистекская свиты). Вулканы, имевшие эксплозивный характер извержений преимущественно кислого состава, располагались к востоку от прогиба в мелководных, либо наземных условиях и активно размывались [Вознесенская, 1975]. В современной структуре сохранились лишь отложения вулканического склона. Туффито-туфовая толща образовалась, по-видимому, в нижней части склона, а глинисто-кремнистая — в смежных участках глубоководной котловины, где происходило смешение с осадками кураганского типа.

В раннем силуре — лудлове обособилась центральная вулканическая полоса, окаймценная областями существенно кремнистой седиментации. Вулканогенные разрезы распространены в южной части Сакмарского аллохтона к западу
от Кемпирсайского и Хабарнинского гипербазитовых массивов (сугралинская свита). Здесь развита мощная (свыше 1500 м) монотонная толща зелекокаменно сильно измененных основных эффузивов массивного, подушечного и шарового сложения, вмещающая местами интрузивные габбро. Много силлов, даек, довольно крупных субвулканических тел диабазов и габбро-диабазов брекчиевидного сложения, приуроченных главным образом к низам толщи. В основании фрагментарно прослеживается субмеридиональный пояс комплекса параллельных даек [Семенов и др., 1975; Абдулин и др., 1977; см. также раздел А.С. Перфильева и Н.Н. Хераскова в настоящей книге), пространственно и генетически тесно связанный с породами габбро-гипербазитового комплекса. Среди эффузивов встречаются единичные пласты и линзы яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Вулканиты и субвулканиты отличаются низкой щелочностью с резким преобладанием Na над K и являются производными недифференцированной толеитовой магмы [Абдулин и др., 1977]. По краям сплошной полосы распространения среди них встречаются глыбы и пластовые отторженцы слюдисто-кварцевых песчаников, пестрых туфогенных глинистых сланцев и кремнистых туффитов ордовика (правый и левый берег р. Урал, верховья руч. Бутак).

К западу и северо-западу от вулканической полосы с конца раннего лландовери шло накопление граптолитсодержащих осадков: фтанитов, серых и зеленых кремней, переслоенных пластами и пачками углеродистых аргиллитов и глинисто-кремнистых сланцев (сакмарская свита). Мошность в конденсированных разрезах составляет 200-250 м. Кремнистая толща с постепенным переходом залегает на песчано-глинистых или туфогенно-глинисто-кремнистых отложениях кураганской и губерлинской свит [Руженцев, 1976]. Однообразное строение толщи меняется мало. В южной части Сакмарского аллохтона среди западных выходов в верхах сакмарской свиты наблюдается чередование кремней и плитчатых микрозернистых цефалоподовых известняков лудлова [Формации..., 1978]. На севере аллохтона появляются кварцевые аркозы, а также кремнеобломочные породы, которые местами слагают флишеподобные пачки [Камалетдинов, 1974]; часто встречаются монолитические кремневые брекчии и конглобрекчии. С приближением к вулканической полосе появляются основные эффузивы, вверху зеленокаменные граувакки, состоящие из обломков местных вулканических и субвулканических пород; много темно-зеленых силицитов и кремнеобломочных пород (херсонковская фация).

Вдоль западного крыла Уралтауского антиклинория обнажены разрезы (бетринская свита), близкие к разрезам сакмарской свиты, но залегающие на средне-верхнеордовикских кварцевых песчаниках и содержащие меньше кремнистых пород и больше "сиалических" алевролитов и песчаников. Мощность их не превышает 300 м. В сланцах найдены граптолиты верхнего лландовери и венлока [Камалетдинов, 1974; Клочихин и др., 1975].

Кремнистая толща, подобная сакмарской свите, была в свое время распространена и к востоку от центральной полосы вулканитов. Сейчас она сохранилась лишь на небольших участках вблизи Хабарнинского и Кемпирсайского массивов. В тектонической пластине к западу от последнего, на правобережье р. Куагаш, кремни с граптолитами среднего лландовери перекрывают восточные фации куагачской свиты. По мнению А.А. Гаврилова [1967], известняки тремадока-аренига в виде "экзотических" глыб тяготеют к поверхности предсилурийского размыва. В некоторых других местах на юге Сакмарского аллохтона также в одних пластинах с аналогичными породами куагачской свиты и кремнями среднего лландовери встречаются фрагменты более молодой силурийской толщи, отличной от всех других. Так, в балке Иткул (левобережье верховий р. Жаксы-Каргалы) обнажены разнозернистые, вплоть до гравийных аркозовые песчаники, местами косослоистые, с пластами и полуразмытыми линзами известняков лудлова и единичными прослоями силицитов (70 м). Аркозы образовались за счет разрушения микроклин-пертитовых гранитов, а также в результате более отдаленного размыва кремнистой толщи нижнего силура, кислых вулканитов ордовика и метаморфических пород Уралтау. Поэтому наиболее вероятное их первоначальное местонахождение крайний восток Сакмарской зоны.

Седиментация и вулканизм в интервале конец раннего лландовери—лудлов происходили в глубоководном бассейне. В его центральной части на меланократовом фундаменте начались трещинные излияния основных лав, особенно интенсивные на юге (сугралинская свита). Они входят в офиолитовую ассоциацию, нижние члены которой (габбро-гипербазитовый комплекс) наиболее полно представлены в Кемпирсайском и Хабарнинском массивах. По своей петрологии, а также условиям формирования силурийские вулканиты близки к современным абиссальным базальтам. Меридиональная полоса вулканитов возникла ближе к восточному борту ордовикского прогиба и рассекла нижнюю часть бывшего вулканического склона.

В краевых областях силурийского бассейна, еще больше расширившегося по сравнению с предшествующим этапом, шло кремненакопление (сакмарская свита). Вынос терригенного материала со стороны платформы уменьшился. На востоке прекратилась эксплозивная вулканическая деятельность. В лудловском веке там в мелководных условиях образовалась маломощная известняково-песчаная толща. Одновременно более расчлененным становится рельеф дна бассейна возле центральной вулканической полосы, представлявшей в лудлове уже морфологически выраженное линейное поднятие. Об этом свидетельствуют внутриформационные размывы небольших по стратиграфическому объему пачек и появление, видимо вдоль локальных уступов, горизонтов кремнеобломочных брекчий и реже зеленокаменных граувакк (херсонковская толща). В целом же Сакмарский бассейн вплоть до второй половины позднего силура оставался зоной устойчивого, некомпенсированного по краям прогибания.

Начиная со второй половины позднего силура в Сакмарской зоне появляются. фациально наиболее пестрые толщи. В конце силура — начале девона вулканическая деятельность приобрела несколько иной характер: к западу и северо-западу от сугралинской полосы вулканитов возникла новая полоса, состоящая из мозаично расположенных разрозненных вулканических полей разного размера. Наиболее полно вулканогенные разрезы представлены в северной части Сакмарского аллохтона (низы утягуловской свиты, частично нижнеблявинская подсвита). Там от долины р. Сакмары до долины р. Урал известен ряд крупных вулканических массивов, выделяемых обычно в качестве синвулканических депрессий, синклиналей или мульд. В их пределах накопилась толща (мощностью до 1200 м) мелкозернистых диабазов, базальтовых порфиритов и афиритов, спилитов, относящихся, судя по опубликованным данным [Колесников, 1974], к высокоглиноземистой серии с низким (менее 1%) содержанием TiO₂. В отличие от более древних основных эффузивов лавы часто миндалекаменные и гематитизированные, содержат гнезда и обособления яшмокварцитов. Вместе с шаровыми разностями встречаются гиалокластиты и аквагенные брекчии, реже крупнообломочные туфы, как правило известковистые. Характерны маломощные прослои красноцветных глинисто-кремнистых сланцев, яшим и темных кремнистых туффитов, местами присутствуют линзы известняков.

Почти повсеместно основные вулканиты вмещают рвущие субвулканические тела альбитофиров и кварцевых альбитофиров (группа липарита-дацита). Присутствие среди спилитов редких прослоев и линз кислых туфов и тефроидов дает основание рассматривать по крайней мере часть кислых пород в составе контрастно дифференцированной вулканогенной формации. С нею связана сульфидная рудная минерализация.

Выходы основных вулканитов нередко окружены и, по-видимому, местами подстилаются серпентинитами с глыбами габбро-амфиболитов; кроме того, они налегают на другие толщи, в том числе и на вулканогенно-кремнистые породы херсонковского типа. На правом берегу Сакмары в районе дер. Утягулово миндалекаменные лавы перекрывают кремнеобломочные породы и углеродисто-глинистые сланцы с граптолитами нижнего горизонта S_2^2 , а на правобережье р. Урал, к северу от пос. Коноплянка, содержат в кровле граптолитовые сланцы верхов D_1^1 .

В разрезах формации часто, особенно по краям вулканических полей, встречаются различные более древние образования. Как установил В.Н. Колесников [1974], они представляют собой либо вынесенные магмой ксенолиты, либо синвулканические захоронения отторженцев близлежавших пород. К последним относятся, в первую очередь, отложения сакмарской свиты и херсонковской толщи, содержащие граптолиты от $S_1 l_2$ до низов S_2^2 , по которым многие датируют возраст самих вулканитов. Помимо кремнистых пород силура более мелкие поля основных вулканитов содержат глыбы (до 30–40 м в поперечнике) и крупные пластовые отторженцы нижнекембрийских известняков (см. с. 32), песчаников кидрясовско-го типа, кураганских аргиллитов, туффитов губерлинской и косистекской свит.

На правом берегур. Урал и южнее главная вулканическая полоса представлена осадочно-вулканогенным типом разрезов. Среди покровов основных лав довольно много зеленоцветных и темных спонголитов, туфосилицитов, кремнистых туфопелитов, аргиллитов, туффитов, иногда тефрогенных песчаников кислого состава, а также несортированных терригенных пород. Вверху обычны линзы и пласты радиоляриевых красных яшм с марганцевой рудой. Обломочные отложения, среди которых встречаются отдельные, сравнительно небольшие горизонты песчано-глыбовых микститов, явно подчинены тонким кремнистым осадкам и не имеют текстур, характерных для мелководных образований. Кластический материал преимущественно местного происхождения и в целом отражает количественные соотношения различных пород. Присутствуют также обломки более древних толщ. Местами особенно много силурийских фтанитов и кремнистых сланцев, слагающих часто самостоятельные кремнеобломочные прослои или отторженцы пластов (олистоплаки) разных размеров.

В восточном направлении разрезы становятся существенно осадочными, появляется зеленокаменная кластика сугралинского типа: брекчированные спилиты; вариолиты, диабазы, уралитизированные габбро-диабазы, изредка зерна серпентинитов. На отдельных участках отмечаются пачки олистостромового сложения мощностью до 80–100 м, возникшие за счет разрушения силицито-аргиллито-песчаных толщ, а также изверженных и кремнистых пород силура (верховья руч. Салтак на левом берегу р. Урал) или кидрясовских песчаников (к северо-западу от Хабарнинского массива южнее пос. Красный Труд).

Осадочные толщи были распространены и к западу от вулканогенной полосы. Они фрагментарно сохранились главным образом севернее р. Урал, где замещают по краям поля эффузивов и залегают с размывом или постепенным переходом на отложениях сакмарской свиты. Видимая мощность осадочного разреза достигает 300–350 м. На р. Сакмаре у дер. Акчурино в нижней части его найдены граптолиты надлудлова (S_2^2), а возле дер. Бикташево в верхней части – верхов D_1^1 [Корень, 1973; Садрисламов, 1974].

Таким образом, в самом конце силура-начале раннего девона на территории Сакмарской зоны продолжал существовать обширный бассейн, но уже с гораздо более сложной морфологией дна и не столь глубокий, как в предыдущую эпоху. Ареал интенсивного вулканизма сместился к северо-западу, где на меланократовом основании и перекрывавшем его маломощном осадочном или вулканогенно-осадочном чехле возникла цепочка подводных вулканических массивов, вершины которых местами достигали уровня карбонатной компенсации.

Накопившаяся главным образом несколько позже контрастная формация отвечала начальной стадии развития островной дуги. Вокруг главных полей вулканитов происходило отложение относительно глубоководных кремнистых осадков, разбавлявшееся эпизодическим поступлением обильной внутрибассейновой кластики. В то же время совершенно прекратился снос терригенного материала со стороны смежных частей платформы, вовлеченных в область шельфового карбонатонакопления. Появление многочисленных отторженцев различных толщ, а также отдельных грубообломочных горизонтов и пачек было связано со сбросообразованием и возникновением крутых тектонических уступов. С вершин уступов неоднократно отслаивались, а затем обваливались и сползали ранее сформировавшиеся и не претерпервшие никакой складчатости породы силура или ордовика. Во многих местах сбросы одновременно служили подводящими каналами для маловязких основных лав, среди которых и происходило часто захоронение разнообразных отторженцев и глыб. Дальнейшее изменение условий седиментации и вулканизма приходится на вторую половину раннего девона – начало эйфеля. В пределах ранее возникшей вулканической полосы получает развитие непрерывно дифференцированная формация, лучше всего сохранившаяся к северу от р. Урал, где участвует в сложении крупных массивов вулканитов (верхняя часть утягуловской свиты, верхнеблявинская подсвита). Преобладают зеленокаменно измененные туфы, агломераты, реже лавы андезитового состава, которым подчинены покровы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Кверху повсеместно возрастает количество кислого материала. Наиболее поздними образованиями являются экструзии, жерловины и различные субвулканические тела́ дацитового и липаритового состава, с которыми связаны медноколчеданные месторождения. Особенно много кислых тел вдоль восточного края Медногорского (Блявинского) массива, где они большей частью залегают среди более древних основных эффузивов.

В целом породы дифференцированной формации $(D_1^2 - D_2 ef_1)$ относятся к известково-щелочной серии. Но встречаются разности с повышенной щелочностью (трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты). Возраст формации определяется по стратиграфическому положению и на основании находок обломков эйфельских известняков в бомбовых туфах смешанного состава центральной части Блявинского массива [Колесников, 1974]. Непосредственно западнее крупных массивов поля основных вулканитов $S_2^2 - D_1^1$ местами надстраиваются разрезом слабо дифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации сокращенной мошности (водораздел рек Сакмара и Курган к юго-востоку от г. Кувандык, правобережье р. Урал).

Остатки вулканических центров андезитового состава встречаются и к югу от р. Урал (верховья р. Косистек в районе пос. Ленинское, бассейн верхнего течения р. Жаксы-Каргалы). Они составляют часть так называемой байтерекской свиты, в которую обычно включают также основные лавы с пластовыми отторженцами нижнесилурийских осадков.

Между массивами и полями вулканитов распространены разрезы вулканогенноосадочного типа. Для них характерно переслаивание зеленоцветных, реже пестроцветных и темных кремнистых сланцев, туффитов, аргиллитов, яшмовидных силицитов с пачками разнообломочных туфов и тефроидов среднего, кислого, смешанного состава и прослоями кремнеобломочных, вулканомиктовых и полимиктовых пород, содержащих примесь пирокластики. Изредка встречаются серпентинитовые песчаники, гораздо чаще – небольшие линзы и глыбы известняков с фауной кобленца и нижнего эйфеля. На крайнем юге вверху известен горизонт существенно кварцевых песчаников, обломочный материал которых сносился с востока [Формации..., 1978].

Западнее полосы распространения преимущественно вулканических пород повсеместно развиты осадочные разрезы олистостромового типа. В южной части Сакмарского аллохтона они были описаны И.В. Хворовой и С.В. Руженцевым в составе шандинской свиты $D_1^2 - D_2 ef_1$ [Формации..., 1978]. Отдельные олистостромовые горизонты встречаются также среди соседней вулканогенно-осадочной толщи. Строение и состав олистостромов очень изменчивы, постоянно присутствующим компонентом являются только известняки. В более восточных выходах олистостромы, мощность которых местами достигает 200 м, залегают на различных породах $S_2^2 - D_1^1$, в том числе на яшмово-диабазовой толще, вмещающей небольшие тела серпентинитов (р. Жаксы-Каргалы в районе впадения в нее рек Косистек и Карабутак). Видимая мощность западных выходов не превышает 60 м, обычно меньше. Они находятся внутри полей меланжа и подстилаются в одних местах кремнями силура, в других серпентинитами и габброидами меланократового фундамента (реки Коктогай, Чанчар, Шанды).

Олистостромы возникли за счет разрушения и обвально-ополэневого накопления материала из местных, приблизительно одновозрастных толщ (породы вулканогенного и вулканотенно-осадочного разрезов, различные известняки), а гакже из почти всех ранее возникших окружающих пород, включая серпентиниты и значительно реже габброиды. На определенных уровнях обычно преобладают обломки и олистолиты того или иного состава. Кроме того, состав обломочного материала существенно меняется от места к месту, отражая, очевидно, латеральную связь с близлежавшими толщами. Грубообломочные пачки, глыбовые горизонты со следами оползания и отдельные пластовые отторженцы чередуются со слоистыми туффито-силицитовыми отложениями. Объем последних, как правило, увеличивается в восточном направлении.

Близкий характер к некоторым разрезам шандинской свиты имеет терригеннокарбонатная толща видимой мощности до 100–150 м, распространенная к северу от вулканических массивов вдоль р. Сакмара. Эта толща лежит с размывом на более древних отложениях, причем степень размыва увеличивается в северном направлении.

О разрезах, располагавшихся восточнее вулканогенной полосы, имеются довольно скудные сведения. В верховьях рек Айтпайка и Егинды, к востоку от байтерекских вулканитов, известна тектонически сильно нарушенная толша углевоцисто-кремнистых сланцев с пачками и прослоями вулканомиктовых песчаников и полимиктовых конглобрекчий (обломки мраморизованных известняков, черных кремнистых сланцев), которая вмещает крупные тела криноидных и коралловых мраморизованных известняков кобленца [Кориневский, 1974]. Другой выход вскрывается в небольшом тектоническом окне среди основных эффузивов контрастной формации на западе Медногорского вулканического массива. Это плойчатые зеленые сланцы, образовавшиеся по тонкослоистым туффитам и кремнистым породам, с будинами (отгорженцами?) массивных разностей вулканитов и раздавленными линзовидными включениями мраморов. По краям выхода обнажаются серпентиниты с глыбами амфиболитизированных габбро и габбро-диоритов. К югу от пос. Ленинское, на правом берегу р. Косистек, аналогичная толща сейчас находится уже несколько западнее вулканогенного разреза. Совместно с габбро и серпентинитами здесь выходят катаклазированные и зеленосланцево-метаморфизованные вулканомиктовые брекчии андезитового состава, сложно перемятые тонкоплитчатые углеродистые кварциты, бластомилониты по кварцевым песчаникам, пласты мраморов.

Крайне восточные фации представлены биогермными известняками кобленца – нижнего эйфеля, мощность которых не превышает первых десятков метров. Они в виде разрозненных глыб и линз встречаются с перерывами в полосе серпентинитового меланжа вдоль всей восточной границы Сакмарского аллохтона, залегая главным образом на основных эффузивах и кремнистых породах силура.

Изложенные данные свидетельствуют о значительном обмелении и расчленении Сакмарского бассейна в течение кобленца-раннего эйфеля. Появилась типично островодужная ассоциация пород. Это прежде всего непрерывно дифференцированные вулканиты, сконцентрированные вокруг крупных и более мелких центров. Вулканические постройки, отличавшиеся высоким коэффициентом эксплозивности и разделенные вулканогенно-осадочными отложениями, составляли островную гряду, которая выклинилась к северу, а фронтально обращена была, скорее всего, на восток. На это косвенно указывает асимметричный характер размещения вулканитов разного состава. В поперечном сечении на широте г. Медногорск отчетливо видно, что большинство кислых субвулканических тел сосредоточено вдоль восточного, внешнего края гряды, а поля слабо дифференцированных андезитобазальтов приурочены к ее западной, внутренней стороне (см. раздел "Таналык-Ирендыкская зона", с. 52). Далее располагалась тыловая котловина со сложным подводным рельефом.

На западе тыловой котловины было много поднятий и отмелей с известняковыми банками, ограниченных резко выраженными уступами разной амплитуды. Образовавшийся на мелководье хорошо окатанный обломочный материал вместе с биогермами, крупными глыбами и отторженцами пород основания часто сползал в соседние депрессионные участки, где отлагались карбонатно-кремнистые и глинисто-туффитовые осадки. Причиной оползней и обвалов, давших начало глыбовым горизонтам, были, по-видимому, тектонические движения взбросового характера, обусловившие расчлененность рельефа и вызвавшие многочисленные размывы как недавно возникших отложений, так и подстилавших их различных толщ. Иногда в сферу размыва выходили протрузивные породы меланократового фундамента. Восточная часть котловины представляла относительно глубоководный прогиб с более мощным разрезом, который непосредственно примыкал к островной вулканической гряде. Здесь накапливались бескарбонатные туффито-силицитовые пачки и сюда периодически сгружался материал со склона гряды. Кроме того, в прогиб неоднократно перемещались оползневые и обвальные массы со стороны его западного борта. В результате возникли характерные олистостромы, в сложении которых главную роль играют нетектонизированные пластины и обломки. Наблюдаемые деформации олистолитов и олистоплаков имеют главным образом оползневое происхождение.

Отложения, окаймлявшие вулканическую гряду с востока, также были олистостромового типа, но они образовались в несколько иных условиях. Наиболее вероятное место формирования толщи кремнистых сланцев и тонких туффитов, а которую включены фрагменты других пород, попавших как с запада (вулканический материал), так и с востока (известняки, габброиды и серпентиниты), – небольшой бассейн между вулканической грядой (дугой) и террасой перед глубоководным желобом, а также смежный склон самого желоба (разрезы в верховьях рек Айтпайки и Егинды). Почти всюду эта толща была тектонически перекрыта мощными островодужными разрезами и испытала дислокационный метаморфизм. Много восточнее желоба время от времени возникали небольшие биогермные постройки. Они венчали выступы постоянно менявшегося подводного рельефа, вызванного движением тектонических чешуй и образованием меланжа: В меланж были вовлечены породы офиолитовой ассоциации и восточные фации ордовика, силура, низов нижнего девона.

Заключительный этап развития Сакмарской зоны приходится на с р е д н и й д е в о н. На западе южной половины Сакмарского аллохтона отдельные, сравнительно небольшие поля сложены породами чанчарской свиты ($D_2ef_2 - gv_1$?). Нижняя, главная по объему ее часть, достигающая мощности нескольких сот метров, состоит из щелочных, как правило с высоким содержанием калия, базальтов, их глыбовых брекчий, среди которых встречаются вулканомиктовые песчаники, пропластки и мелкие линзы органогенных известняков, а также в возрастающем кверху количестве туффито-кремнистые породы. Вулканиты нередко имеют кайнотипный облик, местами же они избирательно подвергались зеленокаменному перерождению и гематитизации. Верхнюю часть свиты (около 100 м) слагают дацитовые и липаритовые (ортофировые) туфы, тефрогенные песчаники, алевролиты, переслаивающиеся с пестроцветными кремнистыми гуффитами, аргиллитами, спонголитами, иногда яшмами и кремневыми песчаниками. Встречаются мелкие экструзивные купола и жерловины кислого состава [Формации..., 1978].

Среди более восточных разрезов в основании чанчарской свиты появляется пачка (до 30–40 м) алевролитов, аргиллитов, кремнистых аргиллитов с прослоями полимиктовых или кремнеобломочных песчаников и гравелитов, глинистых фтанитоидов. Пачка содержит растительные остатки D_2ef_2 [Кориневский, 1974; Абдулов и др., 1977] и еще восточнее выполняет ряд самостоятельных небольших мульд, протягивающихся к западу от полосы вулканитов $D_1^2 - D_2ef_1$ (водораздел рек Косистек и Карабутак, р. Жаксы-Каргалы ниже устья р. Шанды). Кремнисто-терригенные осадки залегают с размывом и на шандинском олистостроме, и на осадочно-вулканогенной толще $S_2^2 - D_1^1$, а иногда на сакмарских кремнях; обломочный материал базальных горизонтов имеет сугубо местное происхождение.

Другой ареал вулканизма, очень близкий по составу к чанчарскому, но занимавший, по-видимому, меньшую площадь, существовал в восточных районах к югу от р. Урал. В современной структуре поверхностные фации сохранились лишь в виде отторженцев среди олистостромовой толщи D₂gv₂ (?). К северу от р. Урал оба вулканических ареала — западный и восточный — сливались в одну полосу, в пределах которой сейчас остались только единичные лавовые покровы.

Почти на всей территории Сакмарской зоны, за исключением области осадконакопления на юге, получили развитие более глубинные комагматичные образования. Они слагают отдельные, обычно субмеридионально вытянутые тела или концентрируются в линейные пояса. К ним относится довольно крупный Велиховский массив субщелочных габбро, расположенный северо-восточнее пос. Ленинское. На юго-востоке массива находятся рудные (титано-магнетитовые) пироксениты, а на западе и северо-западе, в кровле – габбро-диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты и мелкие выходы гранитов [Абдулин и др., 1977].

К западу от пос. Ленинское, недалеко от границы Сакмарского аллохтона, обнажается Домбарский трещинный массив щелочных биотитовых габбро (эссекситов) и подчиненных им сиенитов. Относительно широко распространены малые тела и дайки диабазов, трахидиабазов, габбро-диабазов с офитовой структурой, наиболее многочисленные в междуречье Урал-Сакмара и на востоке южной части аллохтона. Они рассекают разнообразные породы – от гипербазитов Кемпирсайского и Хабарнинского массивов и сугралинских толеитовых базальтов до самых молодых вулканитов непрерывно дифференцированной формации $D_1^2 - D_2 ef_1$. Среднедевонские габбро-диабазы и диабазы отличаются повышенным содержанием окиси титана до 2% [Колесников, 1974], что в 2-4 раза больше, чем в остальных основных породах, кроме нижнеордовикских, к которым они приближаются и по некоторым другим геохимическим параметрам.

К верхам среднего девона несколько условно относится своеобразная айтпайская толща (D_2gv_2) , несогласно перекрывающая разрезы силура, нижнего и среднего девона или серпентинитовый меланж. Толща локально распространена главным образом в крайне западной части Сакмарского аллохтона. Ее слагают полимиктовые и кремневые брекчии, конгломераты, песчано-гравийные накопления и отдельные олистоплаки. Состав обломочного материала в значительной мере определяется составом подстилающих образований. Смешение, особенно в грубой фракции, разновозрастных или разнофациальных пород крайне незначительно: местами очень много обломков и глыб щелочных эффузивов и субвулканитов $D_2ef_2 - gv_1$ или (реже) основных вулканитов $S_2^2 - D_1^1$, местами же резко преобладают различные кремнистые осадки силура и нижнего девона.

На западе грубообломочные отложения более полимиктовые, имеют больше связующей массы и венчаются, а также частично замещаются пачкой аргиллитов с прослоями силицитов, туффитов, пепловых туфов и песчаников, содержащей близко к кровле радиолярии верхов среднего или, возможно, верхнего девона [Формации..., 1978]. Общая мощность толщи увеличивается в западном направлении от первых десятков до 150 м.

Среднедевонский этап, начавшийся в конце эйфеля, ознаменовался, таким образом, сильным сокращением и обмелением Сакмарского бассейна. Небольшая седиментационная ванна (или цепочка ванн) сохранилась лишь в южной половине, где она унаследовала, очевидно, наиболее глубокую часть тыловой котловины, которая существовала раньше к западу от островной вулканической гряды. Резко изменился характер магматической деятельности, охватившей почти всю северную половину бывшего бассейна и периферические области на юге. Здесь на западе в очень мелководных и временами в наземных условиях накапливались вулканиты специфической щелочной серии и грубый вулканотерригенный материал. На востоке происходило становление в основном интрузивных малоглубинных образований аналогичного состава. В целом же изверженные породы D₂ef₂ -gv₁ (?) по своим петрохимическим особенностям ближе всего к континентальным щелочным породам. Их геохимическая специализация свидетельствует о селективной контаминации первичной магмы мантийного происхождения коровым сиалическим материалом [Формации..., 1978]. Частичное расплавление коры привело к появлению завершающих кислых магматитов.

В самом конце среднего девона осадкообразование сместилось еще дальше к западному краю Сакмарской зоны. На отдельных участках накопились глыбовые горизонты и олистостромовые пачки. Этому предшествовало формирование местного серпентинитового меланжа и взбросо-надвиговых чешуй. Олистостромы и седиментационно-тектонические брекчии (р. Айтпайка) накопились в мелких частных депрессиях возле разрозненных взбросовых уступов; глубина депрессий возрастала к западу. С позднего девона началась новая стадия развития на территории Сакмарской зоны. Отложения этого возраста выполняют наложенные синклинали в южной части Сакмарского аллохтона – Айтпайскую, Чанчарскую, на правобережье р. Алимбет – и обнажаются в узкой краевой полосе линейных дислокаций к северу ог р. Урал (см. рис. 9). В основании разрезов находится маркирующая толща плитчатых фтанитоидов – егиндинская свита – с богатым комплексом франских радиолярий [Руженцев, 1976; Абдулин, и др. 1977; Формации..., 1978] и нередко с растительными остатками. Мощность уменьшается к западу от 250 м (бассейн рек Егинды и Айтпайка) до 50–60 м (правобережье р. Кураган). Фтанитоиды несогласно перекрывают породы айтпайской толщи, чанчарской, шандинской, "байтерекской" и сакмарской свит. Вверху они постепенно с переслаиванием, но быстро сменяются граувакками и кремнисто-глинистыми сланцами зилаирской серии, видимая мощность которых не превышает 300 м.

Характер фундамента. Одна из главных особенностей Сакмарской зоны — гетерогенность ее фундамента. С одной стороны, развитие зоны началось на сиалическом субстрате платформенного типа, к которому относятся в разной степени метаморфизованные образования суванякского комплекса докембрия, подстилаюние краевые фации ордовика и на западе (западное крыло Уралтауского антиклинория), и на востоке (Эбетинская антиформа). С другой стороны, уже где-то в конце раннего ордовика появились местами во внутренних частях зоны породы меланократового фундамента, на которых впоследствии сформировался ряд вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Выходы пород с и а л и ч е с к о г о основания сохранились в современной структуре не только по краям зоны. Внутри Сакмарского аллохтона, к за паду и северо-западу от г. Медногорск вдоль р. Кураган до р. Сакмары, известны блоки размером 300-500 х 150-200 м и глыбы до 4-5 м в поперечнике [Камалетдинов, 1974], сложенные сильно сплоенными кристаллическими сланцами и кварцитами, которые сопоставляются с метаморфитами суванякского комплекса [Петровский, Горохов, 1962]. Метаморфические породы непосредственно контактируют то с массивными слюдисто-кварцевыми песчаниками неясного возраста, то с кураганскими аргиллитами, то с сакмарскими кремнями, а то с нижнедевонскими эффузивами и туфогенно-обломочными отложениями или с серпентинитами, залегая вместе с ними в виде отторженцев среди олистострома шандинского типа $(D_1^2 - D_2ef_1)$. Все перечисленные образования палеозоя представляют западные фации сакмарского разреза.

Примерно в этой же полосе, только на более общирной площади, где много полей серпентинитового меланжа, сосредоточено довольно большое количество "экзотических" утесов и глыб давно известных археоциатовых и водорослевых известняков верхов нижнего кембрия. Все они бескорневые, наиболее крупные имеют размеры 70 x 180, 100 x 150 м [Камалетдинов, 1974]. Возможно, нижне-кембрийские известняки перекрывали в свое время метаморфизованные толщи суванякского комплекса, являясь фациальной разновидностью распространенных много севернее, в пределах Башкирского и частично Уралтауского антиклинориев, мелководных терригенных осадков ашинской серии (V – ε_1 ?). Впоследствии известняки были неоднократно перемещены. В конечном итоге почти все они оказались включенными в шандинский олистостром и образовавшийся позже полимиктовый меланж. Однако пространственная ассоциация нижнекембрийских известняков с вполне определенными типами пород указывает на их первоначальное положение в составе фрагментов пород сиалического основания западной части Сакмарской зон1.

Породы меланократового фундамента распространены в Сакмарской зоне чрезвычайно широко. Это – серпентиниты, зеленокаменные апогаббровые породы, которые чаще называют габбро-амфиболитами, тонкозернистые амфиболиты. Они слагают многочисленные протрузии, остатки пластин, блоки и глыбы тектонического месива (см. рис. 16). Наиболее полные разрезы вскрываются в пределах гигантских отторженцев – в Кемпирсайском и Хабарнинском массивах. В современной структуре они представляют самостоятельные, в разной степени осложненные разновозрастными и разноглубинными дислокациями покровы, подошва которых находится на востоке, а кровля — на западе.

В Кемпирсайском массиве устанавливается в целом такая последовательность (снизу вверх): 1) альмандин-пироповые амфиболиты, образовавшиеся по троктолитам и оливиновым двупироксеновым габбро с линзовидными "прослоями" гипербазитов, которые к востоку сменяются эпидот-цоизитовыми амфиболитами с гранатом – 300–500 м; 2) серпентинизированная (энстатитит)-дунит-гарцбургитовая серия с хромитами – 4–5 км; 3) серпентиниты по порфировидным гарцбургитам – 1–1,5 км; 4) полосчатая серия, представленная троктолитами с телами аподунитовых (?) серпентинитов – более 1 км; породы неравномерно деформированы и местами превращены в актинолит-хлорит-цоизитовые сланцы; 5) уралитизированные габбро, как правило сильно катаклазированные и рассланцеванные, с будинами родингитов, многочисленными протрузиями серпентинитов и фрагментами основных даек [Ефимов, Ефимова, 1974; Ефимов, Царицын, 1975; Абдулин и др., 1977].

Несколько иначе выглядит разрез Хабарнинского массива [Никитин, Полуэктов, 1973]. От Кемпирсайского разреза он отличается значительно меньшей (на 2–3 км) общей мощностью, иным составом полосчатой серии (дунит-клинопироксенит-габбровая), присутствием в основании вместо гранатовых амфиболитов только плагиоклаз-роговообманковых и эпидотовых разностей.

Палеодинамическая обстановка и особенности формирования допозднедевонской структуры. Сакмарский новообразованный прогиб возник на сиалическом цоколе, и его развитие началось с появлением мелководных грабеновых фаций. Дальнейшее углубление и расширение прогиба, происходившее одновременно с удалением гранитно-метаморфического слоя и вскрытием меланократового основания (базальтового слоя), было связано, несомненно, с растяжением земной коры. Этот процесс активно продолжался в течение почти всего силура, в результате чего образовался обширнейший бассейн с корой океанического типа и соответствующим характером вулканизма; сформировался полный ряд офиолитовой ассоциации пород и максимальное распространение получили области некомпенсированного прогибания. В самом конце силура и в начале девона растяжение имело, по-видимому, меньшие масштабы и носило более ограниченный характер.

Со второй половины раннего девона геодинамический режим существенно меняется. Появляется островодужная ассоциация пород, происходит расчленение, постепенное обмеление и сокращение Сакмарского бассейна. Структурная перестройка была вызвана тектоническим сжатием. Усиление сжатия привело к последовательному скучиванию разрезов, появлению под ними, начиная с конца эйфеля, сиалических масс, замыканию бассейна на рубеже среднего и верхнего девона и в конечном итоге к шарьированию большей части сакмарского формационного комплекса на запад.

Современная структура Сакмарского аллохтона изучена в настоящее время достаточно подробно. Описания соотношений отдельных тектонических пластин и пакетов пластин, детали их строения приводятся в работах М.А. Камалетдинова [1974], С.В. Руженцева [1976], А.А. Абдулина, А.В. Авдеева и Н.С. Сеитова [1977]. Все они характеризуют в основном наиболее поздние покровные перемещения в западном направлении, уничтожившие почти всюду проявления предшествовавших движений. Лишь местами сохранились реликты структурных соотношений, возникших в девоне до главной эпохи шарьирования.

Прежде всего на территории Сакмарской зоны имели место взбросово-надвиговые и покровные перемещения в восточном направлении¹. Так, несколько западнее Кемпирсайского массива протягивается полоса расчешуенных пластин и тектонических клиньев, погружающихся на запад и юго-запад под углами до 60°. В ее пределах от верхних чешуй к нижним наблюдается смена более западных разрезов более восточными (породы всюду залегают нормально): туффитокремнистые отложения косистекской свиты (O₂ - S₁l₁), кремни и основные

¹ В равной степени можно говорить о пододвигании в западном направлении.

вулканиты $S_1l_2 - S_2^1$, осадочно-вулканогенная толща $S_2^2 - D_1^1 \rightarrow 6$ азальтоиды сугралинской свиты (S) \rightarrow косистекские туффиты и туфы, силурийские кремни. Метаморфизм толщ скачкообразно увеличивается к востоку вплоть до высших ступеней зеленосланцевой фации. По западному краю этой полосы чешуи прорваны крупной меридиональной дайкой субщелочных пород домбарского типа $D_2ef_2 - gv_1$ [Абдулин и др., 1977].

По-видимому, восточнонаправленные движения, начавшись на рубеже силура и девона, резко усилились во второй половине раннего девона, вызвав определенную асимметрию конседиментационных палеоструктур. Появилась система – островная вулканическая гряда, фронтально обращенная на восток, и тыловая котловина к западу от нее. Предгрядовый прогиб (желоб) позже был почти полностью перекрыт, а его осадки метаморфизованы. Еще дальше возникла серия тектонических пластин восточной вергентности. Их формирование в значительной мере прекратило осадконакопление; на крайнем востоке зоны успевали возникать лишь небольшие биогермы.

Образование приповерхностных тектонических пластин было связано, по всей вероятности, с процессом становления Кемпирсайского и Хабарнинского габброгипербазитовых массивов. Свидетельством этого процесса, помимо многократных и разномасштабных внутренних деформаций, служат метаморфиты в их подошве, имеющие довольно типичную для крупных офиолитовых аллохтонных массивов зональность. Так, по северо-восточному краю Кемпирсая пироповые амфиболиты с возникшей в результате пластического течения полосчатостью и содержащие будины-скиалиты массивных габброидов сменяются к востоку сначала гранат-цоизитэпидотовыми разностями, затем сланцеватыми черными амфиболитами и, наконец, зелеными сланцами, среди которых встречаются зеленокаменные породы с реликтами эффузивных текстур и структур [Ефимов, Царицын, 1975]. Для Северного и Полярного Урала было показано [Ефимов, 1977; Савельев, Самыгин, 1979], что в подобной ситуации различные минеральные парагенезисы разновозрастны, а ход метаморфических преобразований в целом регрессивен. Новообразованные породы последовательно формируются в меняющейся термодинамической обстановке по мере тектонического выведения разогретого меланократового субстрата с глубинных на все более высокие структурные уровни. Метаморфиты представляют по существу тектониты (высоко- и низкотемпературные бластомилониты), которые развиваются также и по окружающим толщам при надвигании на них габбро-гипербазитовых масс.

Надвигание Кемпирсайского и Хабарнинского массивов происходило в восточном направлении и закончилось в основном в позднем эйфеле, когда они вместе с окружающими породами были рассечены дайками габбро-диабазов. Разрез Хабарнинского массива был сорван при этом с более высокого горизонта.

В конце эйфеля и начале живета тектонические движения на востоке Сакмарской зоны носили тот же характер — скучивание и шарьирование к востоку. Одновременно началось надвигание в противоположном направлении вдоль западного края зоны. И на западе, и на востоке, а в северных районах, видимо, под всей зоной появились породы сиалической коры, при взаимодействии с которыми глубиннных расплавов возникла щелочная магматическая серия. В конце живета продолжались только чешуйчато-взбросовые подвижки, прекратившиеся в самом начале франа. С ними было связано появление айтпайского глыбового горизонта.

Здесь следует еще раз подчеркнуть своеобразие допозднедевонских олистостромов Сакмарской зоны. Они имеют в целом локальное распространение, сравнительно небольшой объем обломочного материала и отчетливо выраженную тенденцию к его латеральному разделению по составу. Последующая тектонизация олистостромов, как правило, незначительна. Все это указывает на отсутствие складчатых сооружений и покровов во время их формирования. Связывать их с шарьяжеобразованием нельзя. Допозднедевонские олистостромовые горизонты свидетельствуют лишь об определенной активизации тектонических движений как в условиях растяжения, одновременно с излияниями основных лав ($S_2^2 - D_1^1$), так и в условиях увеличивающегося сжатия, синхронно с островодужным вулканизмом $(D_1^2 - D_2 ef_1)$ или после его окончания $(D_2 gv_2)$.

Общее шарьирование пород Сакмарской зоны на запад произошло только в зилаирскую эпоху (D₃ fm - C₁t₁). Именно в это время получили широкое площадное развитие мощные (до 400-500 м) толши олистостромов, замещающиеся флишоидными пачками, а также залегающие внутри последних крупные клиппы. Они протягиваются практических почти непрерывно вдоль восточного крыла Зилаирского синклинория и окаймляют со всех сторон Сакмарский аллохтон, обнажаясь среди пород ложа в тектонических окнах и полуокнах. В сложении зилаирских олистостромов принимают участие все образования, встречающиеся в Сакмарской зоне, но особенно много силурийских кремней, нижнеордовикских песчаников, различных изверженных пород основного состава, серпентинитов, габбро, девонских известняков. Непосредственно подстилающие аллохтон выходы обычно интенсивно рассланцованы, раздавлены и превращены в хаотически перемешанное месиво с милонитизированной песчано-глинистой связующей массой. Они часто принимаются за тектоническую глыбовую брекчию [Кропачев, 1970; Камалетдинов, 1974]. Однако местами сохраняются следы конседиментационных деформаций: подводного оползания, обрушения и размывов.

Северное окончание Сакмарской зоны. Наиболее северные разрезы, относящиеся к центральным фациям Сакмарской зоны, слагают меланжированный и раздавленный нижний пакет пластин Кракинского аллохтона, а также олистолиты в подстилающей толще зилаирской серии (см. рис. 9). В разрозненных выходах обнажаются осадки ордовика, силура, среднего девона, вулканиты основного состава, а местами метаморфические сланцы докембрия [Камалетдинов, 1974; Клочихин и др., 1975]. К ордовику относится толща (мощностью несколько сот метров) кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, внизу с прослоями кремнистых разностей, в которой найдены граптолиты тремадока. Силур представлен глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с кремнями, кварцевыми алевролитами и песчаниками и содержащими граптолиты верхов лландовери и низов лудлова. Встречаются также органогенные известняки эйфеля. Остается неясным возраст вулканогенных пород, которые залегают вместе с немыми пачками предположительно силура или ордовика. Это диабазы, порфириты, их туфы, вулканические брекчии и туффито-глинистые сланцы. Отличительная особенность основных эффузивов – довольно высокое (около 2%) содержание Т1О, [Радченко, Клочихин, 1974].

Приведенные данные, несмотря на их фрагментарность, свидетельствуют о выклини и вании на севере типично сакмарских фаций и появлении отдельных признаков перехода к соседнему платформенному комплексу. Так, среди отложений ордовика Кракинского аллохтона отсутствуют глубоководные кураганские аргиллиты, зато в большом количестве, как нигде на юге, присутствуют "сиалические" песчаники и алевролиты. В разрезе силура резко уменьшается роль кремнистых пород, но также возрастает значение кварцево-обломочного материала. Полностью отсутствуют островодужные вулканиты ($D_1^2 - D_2 ef_1$), которые исчезают уже в крайней северной части Сакмарского аллохтона. Там же к северу увеличивается размыв в подошве одновозрастной терригенно-карбонатной толщи.

Присутствующие в Кракинском районе основные вулканогенные породы могут быть как силурийскими или верхнесилурийско-нижнедевонскими, так и среднедевонскими. В первом варианте $(S-D_1^1)$ они сильно отличаются по своему составу от распространенных на юге, в пределах Сакмарского аллохтона, нормальных толеитов и базальтоидов, обедненных титаном. Этому может быть единственное удовлетворительное объяснение — изменение типа фундамента зоны по простиранию от субокеанического до субконтинентального. Во втором варианте кракинские вулканиты идентичны повсеместно развитым южнее верхнеэйфельским— нижнеживетским образованиям, которые возникли в заключительную фазу тектоно-магматической активности на территории Сакмарской зоны.

С фациальным выклиниванием Сакмарской зоны, возможно, связано и наблюдающееся упрощение в северном направлении внутренней структуры аллохтонов – чем меньше разных типов разрезов, тем меньше шарьяжных пластин. По-видимому, не случайно в том же направлении меняется характер строения и сокращаются мощности тектонических отторженцев меланократового субстрата (ср. Кемпирсайский и Хабарнинский массивы). К северу от широты Катралинского массива роль серпентинитов и габброидов в сложении аллохтонов вообще резко уменьшается. На южном же продолжении Сакмарского аллохтона находится погребенный под мезозойско-кайнозойскими отложениями Даульско-Кокпектинский гипербазитовый массив, близкий по своим геофизическим параметрам к Кемпирсайскому массиву и не уступающий ему по размерам [Бачин, 1973].

Эбетинская зона. Структурно-формационный комплекс этой зоны обнажается в пределах Эбетинской антиформы (см. рис. 9), которая состоит из трех залегающих друг на друге тектонических пластин, пронизанных многочисленными малоглубинными интрузиями и субвулканическими образованиями (рис. 11).

Нижняя пластина, слагающая ядерную часть антиформы, имеет следующий непрерывный разрез (снизу вверх): 1) зеленокаменно-измененные туфы основного, среднего, редко кислого состава с подчиненным количеством диабазов (силлы, пайки) и минпалекаменных порфиритов, встречаются вулканомиктовые брекчии с обломками плагиолипаритов; видимая мощность около 400 м; 2) плагиолипаритовые туфы, кремнистые туффиты с прослоями вулканомиктовых песчаников, алевролитов, иногда конгломератов и брекчий, на востоке много фельзитпорфиров (альбитофиров); мощность примерно 400-500 м, возможно больше; 3) пестроцветные мелководные песчаники и алевролиты аркозово-полимиктового состава, в основании местами внутриформационные конглобрекчии; мощность 200-300 м; 4) зеленоцветные глинистые сланцы и алевролиты, вверху с прослоями и линзами песчаников, гравелитов существенно аркозового состава (примесь обломков и зерен кварцитов, кварцево-слюдистых сланцев, эпидота): видимая мошность достигает 400 м, обычно она меньше. В средней и верхней частях последней толщи содержится фауна нижнего тремадока [Зверев, 1973; Докембрий..., 1977].

Приведенный разрез интересен тем, что он — единственный на всем Урале, где отложения нижнего ордовика и верхнего кембрия (нижняя часть толщи 4, толща 3) [Стратиграфия..., 1973] согласно надстраивают более древние вулканогенно-осадочные образования (доуралиды). Подобные условия могли существовать только восточнее области распространения метаформит Уралтау. Снос полимиктового и аркозового обломочного материала происходил с запада.

В сложении с редней пластины принимают участие крайне восточные фации Сакмарской зоны. На суванякском комплексе Уралтау (слабо метаморфизованные глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, фтанитоподобные силициты, мелкозернистые кварцево-плагиоклазовые песчаники, линзы известняков) трансгрессивно залегают тремадокские аркозы и полимиктовые грубообломочные породы, вмещающие покровы и пластовые тела основных вулканитов (куагачская свита). Последние встречаются также и среди суванякского комплекса (на рис. 11 они не показаны). Терригенная кластика имеет местное и восточное происхождение; в частности, постоянно присутствуют обломки пород подстилающего комплекса, слюдистые кварциты, кремнисто-хлоритовые и слюдисто-кварцевые сланцы, а также валуны и галька нигде не обнажающихся в настоящее время, измененных роговообманково-биотитовых гранитов и кварцевых диоритов. Помимо главной полосы выходов нижнего-верхнего тремадока, аркозы слагают также небольшие, сильно дислоцированные мульды с фауной верхнего тремадока, обычно принимаемые за линзовидные пачки среди окружающих отложений суванякского комплекса, которым приписывается тот же возраст [Зверев, 1973].

Породы куагачской свиты прорваны довольно крупными изометричными или чаще сильно вытянутыми в плане субвулканическими телами плагиолипарит-дацитового состава (плохо раскристаллизованные альбитофиры, кварцевые альбитофиры, фельзит-порфиры и их автомагматические брекчии). Одно из межформенных тел интрудирует границу между средней и нижней пластинами. По своим петрохимическим особенностям кислые субвулканиты идентичны пирокластолитам гу-



Рис. 11. Геологическая схема северной части Эбетинской антиформы

I — кремнистые и глинистые сланцы, граувакки $(D_3 - C_1t_1)$; 2 — терригенная толща $(D_1^2 - D_2ef)$; 3,a — основные эффузивы, габбро-диабазы, углеродисто-кремнистые сланцы (S), $3,\delta$ — фтаниты, силициты (S); 4 — аркозовые и полимиктовые песчаники, конгломераты, тела диабазов (O_1t_{1-2}) ; 5 — глинистые сланцы, аркозы ($e_3 - O_1t_1$); 6 — осадочно-вулканогенная толща (\mathcal{C} ; 7 — тонкотерригенные и кремнистье отложения (V?); 8 — осадочные и вулканогенная толща (\mathcal{C}); 5 — сликотерригенные и кремнистье отложения (V?); 8 — осадочные и вулканогенные породы неясного возраста (зона меланжа); 9 — гипабиссальные гранитоиды (D_{2-3}); 10 — лей-кократовые граниты (D_2); 11 — диабазы, габбро-диабазы (D_2); 12 — субвулканические тела плагиолипарит-дацитового состава (O_{2-3}); 13 — породы габбро-гипербазитового комплекса; 14 — амфиболиты, зеленые сланцы; 15 — тектонические контакты; 16 — границы тектонических покровов (a), в том числе Главного Уральского (δ); 17 — выходы маркирующих горизонтов

берлинской свиты; по-видимому, это сохранившаяся часть корневой зоны средневерхнеордовикского вулканизма. Менее ясен вопрос о присутствии пород силура. Среди суванякского комплекса встречаются узкие протяженные полосы перемятых фтанитов, достигающие мощности 100–150 м. Контакты их всегда сорванные, осадки обычно перекристаллизованы вплоть до кварцитов. Были найдены реликты граптолитов [Абдулин и др., 1977]. Возможно, эти выходы — деформированные остатки распространявшегося сюда с запада кремнистого чехла.

Верхняя пласти на состоит из офиолитов внутренних частей Сакмарской зоны (Хабарнинский и Кемпирсайский массивы, разделяющая их полоса

серпентинитового меланжа). Вдоль восточного крыла Эбетинской антиформы она срезана и перекрыта фронтальным покровом Вознесенско-Халиловской зоны с меланжированными офиолитами в основании (Главный Уральский разлом). В результате антиформа образует линейно вытянутое тектоническое окно среди надвинутых на нее в разное время и с разных сторон эвгеосинклинальных серий.

Наиболее молодые породы в пределах Эбетинской антиформы – обогащенные титаномагнетитом диабазы, офитовые габбро-диабазы, базальтовые порфириты, слагающие различные, но в целом согласные со складчатой структурой субвулканические тела, малые интрузии и дайки, аналогичные позднеэйфельским диабазам и габброидам Сакмарской зоны. Они встречаются среди всех пластин, причем располагаются нередко вдоль границы между нижней и средней, прорывая ее, но нигде не нарушают контакт между средней и верхней пластинами. К нижней границе тяготеет также трещинно-межформационная интрузия сильно рассланцованных лейкократовых гранитов с подчиненным количеством гранодиоритов и диоритов. Гранитоцы отличаются повышенным содержанием титана, ванадия, хрома [Зверев, 1973], что сближает их с гранитоидами Велиховского массива Сакмарской зоны.

Особенности внутреннего строения Эбетинской антиформы можно видеть в наиболее типичном сечении на профиле рис. 11. Характерна общая вергентность в восточном направлении, которая лишь на крайнем востоке, возле Главного Уральского разлома, сменяется западной вергентностью. Каждая из пластин в известной мере сохраняет свой собственный стиль деформаций. При этом степень дислоцированности закономерно увеличивается от кровли к подошве структурных единиц.

В пределах офиолитовой пластины внизу по относительно массивным породам развивается метаморфическая полосчатость, затем появляется сланцеватость. Подошва представляет зону мощностью свыше 100–150 м, вдоль которой "транспортные" деформации и сопутствующий метаморфизм (амфиболитовая, позже зеленосланцевая фация) захватили как аллохтон, так и подстилающие образования. Здесь развиты, в общем, параллельные нижнему контакту мелкие складки пластического течения и узкие полосы интенсивного рассланцевания. Присутствуют маломощные чешуи и линейно вытянутые скиалиты диафторитизированных кристалических сланцев с гранатом и мусковитом. Эти некогда высокометаморфизованные породы не имеют аналогов среди нижележащей пластины и, вероятно, относятся к докембрию. В таком случае они были захвачены при более глубинном надвигании габбро-гипербазитовых масс и выведены совместно с ними на приповерхностный структурный уровень.

Верхняя часть средней пластины смята в слабо сжатые асимметричные складки. Нижняя часть (суванякский комплекс) состоит из серии напряженных, приближающихся к изоклинальным разнопорядковых складок, осложненных разрывами. В основании появляется плойчатость. Граница с нижней пластиной выражена зоной рассланцевания, милонитизации и сильного окварцевания мощностью 10–30 м.

В породах нижней пластины среди многочисленных разломов и срывов наблюдаются главным образом реликты остроугольных изоклинальных складчатых форм. На крайнем севере периклинального погружения вверху пластины сохранился каскад лежачих складок, впоследствии лишь дугообразно изогнутый (см. рис. 11). В остальных местах фрагменты складок имеют крутое залегание (по-видимому, вторичное).

Наряду с отмеченной автономностью структурного стиля всех трех пластин, Эбетинской антиформе присуще также общее усиление деформированности ее элементов сверху вниз. Так, в средней и нижней пластинах повсеместно развит субмеридиональный кливаж осевого течения, падающий на запад под углами 50– 70°. Наиболее интенсивен он в ядерной части нижней пластины (толща 1, частично 2), где совершенно стирает слоистые текстуры пород. Кроме того, если граница между верхней и нижней пластинами, очерчивающая внешний контур антиформы, имеет в целом относительно простую конфигурацию и ее наклон на западном крыле составляет 40–60°, а в районе периклинального замыкания – всего 15–25°, то контакт между средней и нижней пластинами осложнен дополнительными складками — запрокинутыми на восток "антиклиналями" и разделяющими их рубцовыми "синклиналями", возникшими под взбросами в нижней пластине. Шарнир наиболее северной "антиклинали", если судить по падению осевых плоскостей лежачих складок, параллельных тектоническому контакту, погружается на север под углами 25–30°.

Вдоль восточного крыла антиформы интенсивно развита наложенная мелкая плойчатость, а также резко возрастает метаморфизм пород, независимо от их возраста и структурной принадлежности¹. Метаморфизм достигает высших ступеней зеленосланцевой фации, но проявлен неравномерно и носит все признаки дислокационного. Нередко наблюдаются постепенные переходы к слабо измененным и почти неизмененным разностям. Среди преимущественно вулканогенных образований (в том числе и среднедевонских) часто встречается минерал — индикатор высоких давлений — глаукофан [Абдулин и др., 1977; Докембрий..., 1977]. Широко распространены метасоматические кварциты и кварцевые жилы. Граниты на юго-востоке приобретают гнейсовидную текстуру, а обнажающиеся восточнее серпентиниты, слагающие небольшие останцы верхней пластины, местами превращены в серпентинит-тальковые сланцы и листвениты.

Таким образом, структурно-формационный комплекс Эбетинской зоны претерпел многократные и сложные деформации. Его развитие в послетремадокское время происходило на сиалическом субстрате в условиях преобладающего тектонического сжатия, которое сопровождалось шарьированием, направленным с запада на восток. Об этом свидетельствует соотношение различных типов разрезов (более западные находятся структурно выше более восточных) и восточная вергентность разнообразных нарушений. На движение масс верхней пластины в восточном направлении по крутому надвигу, переходящему в шарьяж, указывал Н.П. Херасков [1971].

Последовательность основных геологических событий, приведших к формированию Эбетинской зоны, была следующая: 1) надвигание средней пластины, возникновение в нижней лежачих складок (после O₁t); 2) осложнение взбросами покровной структуры, становление кислых субвулканитов, использовавших в качестве подводящих каналов образовавшиеся разломы (О₂₋₃); 3) период относительного тектонического покоя, кремненакопление (S₁); 4) шарьирование верхней офиолитовой пластины, дальнейшее усложнение: (дифференцированное расчешуивание, межформационные срывы) нижних пластин, появление смятие. восточной вергентности (перед D₂ef); 5) ослабление общего сжатия, неоднократное внедрение диабазов и габбро-диабазов, возникновение во время частного импульса сжатия межформационной гранитной выплавки $(D_2ef_2 - gv_1); 6)$ общее смятие и образование запрокинутой на восток антиформы; небольшой срыв верхней пластины, развитие в нижних пластинах кливажа течения осевой поверхности; 7) надвигание с востока по Главному Уральскому разлому мощного покрова пород Вознесенско-Халиловской зоны; западновергентные дислокации и динамометаморфизм, в том числе глаукофан-сланцевый, вдоль восточного крыла Эбетинской антиформы $(D_2gv_2 - D_3f_1?)$.

Перечисленные события происходили в пределах Центрально-Уральского континентального блока (микроконтинента), располагавшегося между Сакмарским новообразованным океаническим бассейном и палеоокеаном восточного склона Урала. Этот микроконтинент, от которого в настоящее время сохранились лишь фрагменты двух разных его окраин (средняя и нижняя пластины Эбетинской антиформы), находился некогда восточнее разрезов современного антиклинория Уралтау. Фундамент микроконтинента был сложен метаморфическими комплексами уралтауского или близкого к нему типа.

Разрезы Вознесенско-Халиловской зоны слагают передовую систему эвгеосинклинальных покровов восточного склона – верхние пластины Кракинского и

¹ Многие исследователи выделяли здесь древнее ядро Эбетинской "антиклинали". Однако детальными работами геологов МГУ было показано преимущественное распространение нижнеордовикских отложений [Зверев, 1973; Докембрий..., 1977].

северной части Сакмарского аллохтонов и довольно узкую полосу макромеланжа вдоль западного крыла Магнитогорского мегасинклинория (зона Главного Уральского разлома), которая структурно перекрывает метаморфиты Уралтау и разрезы Эбетинской зоны.

В пределах полосы макромеланжа удается восстановить приблизительную картину первоначального соотношения различных толщ. Широко распространены породы офиолитовой ассоциации, в особенности габбро-гипербазитового комплекса¹. Они почти всюду сильно серпентинизированы и составляют "цементирующую" массу меланжа. Отличительная черта – повсеместное присутствие лерцолитов. Меланократовый разрез довольно, хорощо сохранился на севере зоны, в районе Нуралинского массива (160 км севернее г. Магнитогорска), петрография которого была детально изучена Г.Б. Рудником [1965]. Линсино вытянутый массив залегает в основании погружающейся на восток офиолитовой пластины, верхняя часть которой явно сорвана и дезинтегрирована. В целом пластина имеет следующее строение (снизу вверх): 1) гарцбургиты с крупными телами плагиоклазовых лерцолитов "штокверкового" типа мощностью около 2 км; 2) дуниты с подчиненным количеством гарцбургитов – 400-600 м; 3) маломощная, выклинивающаяся по простиранию зона рассланцованных серпентинитов, маркирующая тектонический контакт: 4) полосчатая пунит-пироксенитовая серия, расчлененная в ряде мест выходами вкрест простиранию (макробудинаж) аподунитовых серпентинитов, -около 500 м; 5) роговообманковые габбро и габбро-амфиболиты, заключенные в виде разобщенных многочисленных глыб и блоков серпентинитов, — до 700 м; 6) серпентиниты с глыбами и довольно крупными полями раннесилурийских (?) диабазов и габбро-диабазов, отдельными глыбами диоритов. Форма блоков двух последних толщ, представляющих, по существу, мономиктовый меланж, изометричная и удлиненная, протяженность достигает нескольких сот метров (рис. 12).

Фаунистически датированные разрезы Вознесенско-Халиловской зоны начинаются с силура. В северной части (например, в верховьях р. Большой Кизил) обнажается толща (видимой мощностью в несколько сот метров) предположительно о рд о в и к а. Это рассланцованные основные вулканиты (диабазы, иногда андезитобазальтовые порфириты), отличающиеся изменчивым содержанием окиси титана, но в целом относящиеся к толеитовой серии [Магадеев, 1975], с подчиненным количеством туффитов, вулканомиктовых песчаников и гравелитов, черных глинисто-кремнистых, утлеродисто-глинистых сланцев. Характерны прослои кварцевых, кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов, вверху — линзы известняков. Породы неравномерно метаморфизованы преимущественно в условиях эпидот-актинолитовой ступени зеленосланцевой фации, местами развиты субглаукофановые сланцы. Ордовикская толща слагает обособленную, крайне западную (и самую нижнюю) тектоническую пластину, вмещающую мелкие протрузии серпентинитов и линзовидный блок гранатовых амфиболитов.

Остальные члены палеозойского формационного комплекса гораздо более тесно связаны с породами меланократового основания, образуя среди них изолированные поля и блоки разного размера и очертаний. С и л у р $(S_1l_1^3 - S_2^1)$ представлен толщей зеленокаменно-перерожденных, местами гематитизированных и нередко миндалекаменных диабазов, порфиритов (вверху), гиалокластитов, подушечных и шаровых лав спилитов. На юге вулканиты по своим петрохимическим особенностям [Захаров, Захарова, 1972] приближаются к базальтоидам высокоглиноземистой серии; здесь с ними связано сульфидное медно-кобальтовое оруденение. В северной части зоны породы более однородны и близки к толеитовой серии [Магадеев, 1975; Фролова, Бурикова, 1977]. На различных уровнях и в разном количестве повсеместно встречаются горизонты и пачки граптолитовых кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев, реже фтанитов, кремнеобломочных осадков, иногда с примесью зеленокаменной кластики. Внизу отмечаются прослои известняков. Суммарная видимая мощность достигает 800–900 м. Среди западных выходов на юге спорадически распространены небольшие тела кислых вулканитов

¹Гипербазиты составляют большую часть тектонических останцов к западу от Уралтауского антиклинория.

Рис. 12. Центральная часть Нуралинского массива, по данным Г.Б. Рудника, [1965] с дополнениями I – гарцбургиты; 2 – плагиоклазовые лерцолиты; 3 – дуниты; 4 – полосчатые дунит-пироксениты (с элементами залегания полосчатости); 5 – серпентиниты; 6 – габбро-амфиболиты, роговообманковые габбро; 7 – днабазы, габбродиабазы (S1); 8 – граувакки, известняки (D₃fm – C₁sp); 9 – кварциты, слюдяные сланцы (РЕ?); I = 0 – секущие разрывы

(контрастная формация), стратиграфическое положение которых не совсем ясно; многие считают их лландоверийскими [Захаров, Захарова, 1972].

Разрезы нижнего девона — эйфеля фациально довольно изменчивы и имеют разный стратиграфический объем¹. Лучше всего они изучены на участке Бурибай — Орск. Наиболее западные выходы (район дер. Байгускарово к западу от пос. Бурибай) представлены осадочной толщей D₁ видимой мощностью до 300 м, бо́льшая



нижняя часть которой состоит из граувакковых конглобрекчий, гравелитов, песчаников, алевролитов, реже аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев со следами подводно-оползневых текстур. В обломках встречаются все вышеперечисленные сипурийские образования, в том числе метасоматиты с сульфидной вкрапленностью, а также уралитизированные габбро-диабазы, различные габбро, габброамфиболиты, пироксениты, серпентинизированные перидотиты. Характерны пачки грубых офиолитокластовых микститов, в которых хаотически сгружены глыбы и валуны пород меланократового фундамента, сцементированные мелкообломочной серпентинитовой массой. Верхняя часть толщи сложена часто переслоенными тонкозернистыми терригенными и кремнистыми осадками с примесью пепловой кластики. С запада на восток их становится заметно больше также и ниже по разрезу; ближе к основанию появляются маломощные покровы и силлы миндалекаменных диабазов. Размер и количество обломочного материала, в первую очередь меланократового, постепенно убывают. Так, в верховьях р. Сухой Губерли грубообломочные породы слагают только базальный горизонт (30-50 м), среди песчаногравийной массы которого внизу беспорядочно рассеяны более крупные фрагменты основных вулканитов и сланцев (мало) силура, редкие валуны и галька серпентинитов, габброидов, а вверху преобладают кремнистые обломки и встречаются смятые отторженцы силицитов и туффитов. Верхняя часть (более 100 м) сложена темными и зеленоватыми, иногда пестроцветными кремнистыми туффитами, тонкими витрическими туфами, туфосилицитами, спонголитами с прослоями полимиктовых (граувакковых) и кремневых песчаников.

Описанная толща D_1^1 залегает на перемятых и брекчированных разновозрастных породах силура или на серпентинизированных ультрабазитах. В центральной полосе распространения девонских отложений (верховья р. Сухой Губерли, р. Туратка – правый приток р. Таналык) она с размывом перекрывается сероцветной кремнистотерригенной толщей $D_1^2 - D_2$ еf близкого состава, причем степень размыва возрастает в восточном направлении. Более молодой разрез (туратская толща) представлен ритмично чередующимися алевролитами, разнозернистыми полимиктовыми и вулканомиктовыми (зерна плагиоклазов, кварца, пироксенов) песчаниками, аргиллитами, кремнисто-глинистыми сланщами, реже туффитами, туфосилицитами. В основании находится пачка (до 35 м) с большим количеством мелкообломочных

¹ Возраст датируется в основном по радиоляриям (определения Б.М. Садрисламова и Б.Б. Назарова) и растительным микрофоссилиям [Чибрикова, 1977].

полимиктовых конглобрекчий, обогащенных фрагментами серпетинитов, габброидов и амфиболитизированных пироксенитов. Общая мощность толщи около 300 м, южнее, на левобережье Урала, она достигает 500 м.

В крайне восточных выходах (район Орска) разрез силура $S_1l_2-S_2^1$, по-видимому, согласно надстраивался фациально близкой диабазово-сланцевой толщей мощностью примерно 200 м, содержащей граптолиты S_2^2 и самого нижнего горизонта девона [Корень, 1973]. Вышележащие породы (более 300 м) являются восточной фацией туратской толщи $D_1^2 - D_2$ ef. Они резко несогласно залегают на различных образованиях силура и серпентинитовом меланже и отличаются гораздо большим разнообразием обломков нижней грубокластической пачки (100–130 м), вмещающей крупные чужеродные глыбы и олистолиты. Здесь встречаются, помимо обычного для туратской толщи набора фрагментов, известняки с фауной D_1^2 , кислые вулканиты, отторженцы брекчированных пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов, тефроиды смешанного состава; намного больше продуктов размыва меланократового комплекса. Местами прослеживается базальный горизонт мономиктовых серпентинитовых конглобрекчий и гравелитов. В верхней части разреза увеличивается, по сравнению с туратским, количество зеленоватых кремнистых туффитов и туфосилицитов.

Таналык-Ирендыкская зона в структурном отношении — очень мощная, относительно слабо дислоцированная пластина, ограниченная вдоль западного фланга падающими на восток надвигами. Формационный комплекс сложен в основном вулканогенными толщами, которые испытали зеленокаменное перерождение, скачкообразно убывающее вверх по разрезу. Наиболее полно комплекс представлен в районе Сибай — Баймак — Бурибай. Здесь развиты три типа разрезов н и ж н е г о д е в о н а — эйфеля (см. рис. 10), составляющие один латеральный ряд с сохранившимися местами, как показала В.В. Коптева [1976], фациальными переходами.

Разрез баймак-бурибаевского типа занимает западную часть зоны (Таналыкский блок). Он начинается монотонной толщей диабазов, реже спилитов, вскрытая мощность которой достигает 700 м. Недифференцированная формация (S₂?) постепенно сменяется контрастно дифференцированной (450-550 м), состоящей из подущечных и шаровых спилитов, вариолитов, гиалокластитов, реже диабазов, андезитобазальтовых порфиритов, вверху с локально развитыми дацит-липаритовыми вулканитами и их пирокластами. Контрастная формация, содержащая прослои кремнистых туффитов и яшмовидных пород с радиоляриями самого нижнего горизонта девона (данные Б.М. Садрисламова), выше и частично в восточном и северном направлениях замещается непрерывно дифференцированной формацией базальт-андезит-дацит-липаритового состава (1000-1300 м) с гомодромной в целом последовательностью эволюции вулканизма. Характерны тесная взаимосвязь и сложные соотношения эффузивных, пирокластических, субвулканических и гипабиссальных пород, а также большая фациальная пестрота изверженных образований, обусловленная функционированием многочисленных некрупных вулканических аппаратов центрального типа [Колчеданные ..., 1973]. Накопление формации, судя по остаткам растительных микрофоссилий [Чибрикова, 1977], происходило до конца раннего девона и, вероятно, в начале эйфеля. На севере Таналыкского блока с нею связаны колчеданные золото-полиметаллические, а на юге с обенми дифференцированными формациями – медноколчеданные месторождения.

Ирендыкский тип разреза $(D_1 - D_2 ef)$ развит в центральной части зоны и прослеживается наиболее далеко по простиранию. К нему относится слабо дифференцированная базальт-андезито-базальтовая формация, достигающая мощности 2500 м. В разрезе преобладают пирокластолиты, главным образом переотложенные: широко распространены ритмично переслаивающиеся разнообломочные тефрогенные и туффито-кремнистые осадки со следами подводного оползания (тефровые турбидиты). Вулканических центров было мало; выявленные их реликты отличаются довольно крупными размерами и располагаются линейно. С поздними постройками нередко ассоциируются биогермные известняки верхнего эйфеля. В основании формации к северу от рассматриваемого участка обнажаются недифференцирован-

ные диабазы (дер. Юлдашево, хр. Ирендык в месте пересечения его р. Большой Кизил).

Разрез карамалыташского типа $(D_1^2? -D_2ef)$ располагается непосредственно восточнее ирендыкского. Это довольно однородная яшмо-диабазовая формация видимой мощностью около 1000 м. Внизу особенно много подушечных лав диабазов, вариолитов, афировых базальтов, часто встречаются диабазовые силлы; вверху залегают спилиты, слоистые гиалокластиты основного состава, увеличивается количество яшм. К верхней части восточных выходов приурочены единичные силлы и дайки дацитов, липарито-дацитов, генетически связанные с находящейся недалеко к востоку (Сибай) более молодой вулканической структурой. Формация венчается бугулыгырским маркирующим горизонтом ($D_2ef_2 - gv_1$?) эксгаляционно-осадочных марганценосных яшм мощностью до 80–100 м. Он перекрывает местами также ирендыкский и баймак-бурибаевский типы разрезов. Заканчивают формационный комплекс выклинивающиеся в западном направлении мелкообломочные вулканотерригенные отложения улутауской свиты (D_2gv), привнос которых происходил с востока [Коптева, Самыгин, 1975].

По особенностям химизма вулканиты яшмо-диабазовой формации соответствуют кварцевым толеитам, порфириты слабо и непрерывно дифференцированных формаций относятся к нормальной калий-натровой известково-щелочной серии [Фролова, Бурикова, 1977], а наиболее древние недифференцированные базальтоиды — к толеитовой серии. Их накопление происходило на меланократовом основании, о близости залегания которого свидетельствуют трещинные протрузии серпентинитов в южной части Таналыкского блока и на севере Ирендыкского, а также обнажающиеся в пределах последнего небольшие приразломные массивы — отторженцы клинопироксенитов и габбро (истоки р. Большой Кизил).

Палеоструктуры и их развитие. Формационные комплексы Вознесенско-Халиловской и Таналык-Ирендыкской зон протягиваются вдоль всего Южного Урала. Они образовались на меланократовом основании и характеризуют эволюцию западной части Восточно-Уральского палеоокеана, возникшего, как считает автор, еще в доордовикскую эпоху. Сохранившиеся разрезы ордовика располагались недалеко от Центрально-Уральского микроконтинента, откуда изредка приносился олигомиктовый обломочный материал. Глинисто-кремнистые осадки и недифференцированные толеиты накапливались, по-видимому, вблизи подножия этого континентального блока. Относительно глубоководные условия седиментации и вулканизма существовали и в прилегавшей с востока океанической акватории, где они продолжались в течение большей части силура. Широкое распространение получили граптолитовые сланцы, фтаниты; излияния основных лав разной мощности концентрировались вокруг отдельных магмоподводящих трещин. Небольшое количество кластики внутрибассейнового происхождения указывает на слабую расчлененность рельефа дна. Очевидно; здесь господствовала обстановка тектонического растяжения.

Изменение геодинамического режима наступило на рубеже силура и девона. В пределах Таналык-Ирендыкской зоны формируется островодужная система. Сначала возникает общирное, но мало выраженное в подводном рельефе линейное вулканическое поднятие, сложенное базальтоидными плато и крупными щитовыми вулканами, в кровле которых местами по западному краю появляются кремнекислые эффузивно-экструзивные постройки (контрастная формация баймак-бурибаевского типа). Уже в первой половине раннего девона поднятие превращается в островную дугу¹ с порфиритовыми формациями преимущественно андезитового и андезит-базальтового состава. По фронту дуги в мелководных и часцично наземных условиях вокруг располагавшихся группами вулканических центров накапливались разнообразные толщи непрерывно дифференцированной формации Таналыкского блока. В восточной, Ирендыкской, части дуги преобладали богатые эксплозиями слабо дифференцированные извержения центрально-трещинного типа, продолжавшиеся несколько дольше, чем в Таналыкском блоке. Большие массы

¹ Название "дуга" условное; островодужные структуры на Урале довольно прямолинейны.

изверженного материала сносились и переотлагались турбидными потоками вдоль восточного склона дуги. В завершающую стадию вулканической деятельности оформляется Карамалыташская тыловая депрессия, к которой были приурочены трещинные излияния афировых базальтов, пересышенных кремнеземом. Эту депрессию иногда достигали и склоновые потоки: прослои ирендыкских турбидитов встречаются среди яшм западной части карамалыташского разреза.

Общий ход эволюции островодужной ассоциации пород указывает на их развитие в обстановке возраставшего тектонического сжатия, приведшей в конечном итоге к полному отмиранию магматических очагов, причем в первую очередь во фронтальной части вулканической дуги. На фоне возраставшего сжатия ее тыловая часть испытала относительное растяжение (Карамалыташская депрессия).

Возникновение островной дуги вызвало изоляцию, а затем сокращение и обмеление остаточного океанического бассейна на месте Вознесенско-Халиловской зоны, где в девоне продолжалось только осадконакопление. Такое сочетание частных структур — предцуговой седиментационный бассейн и задуговая вулканогенная депрессия — связано с последовательным смещением островодужной системы в западном направлении. Последняя заложилась, судя по отсутствию переходных фаций D1, значительно восточнее разрезов Вознесенско-Халиловской зоны. Сближение их произошло в самом конце первой половины раннего девона, когда в результате надвигания дуги перед ее фронтом из сланцево-диабазового океанического чехла и пород меланократового фундамента образовалось тектоническое месиво (орский меланж). Продукты его размыва присутствуют в предостроводужном прогибе $(D_1^2 - D_2 ef)$. Наиболее восточные фации этого прогиба соответствуют уже западному склону (терраса?) надвинутой дуги. В районе пос. Бурибай они состоят из вулканотерригенных, в том числе грубообломочных отложений с кроющей туффито-кремнистой пачкой (80-90 м), аналогичной и литологии и комплексу спор [Чибрикова, 1977] верхней части туратской толщи Вознесенско-Халиловской зоны.

Возобновление движения островодужного поднятия на запад в конце эйфеля привело к прекращению осадконакопления на территории Вознесенско-Халиловского бассейна. Ранее образовавшиеся разрезы подвергаются расчешуиванию, скучиванию и протрудированию серпентинитами (выше было отмечено, что все они являются частью зоны макромеланжа). В дальнейшем, после смятия остаточного предостроводужного бассейна, началось совместное шарьирование эвгеосинклинального пакета пластин. Первый этап шарьирования закончился к позднему девону. Формационные комплексы и Вознесенско-Халиловской, и Таналык-Ирендыкской зон были перекрыты кремнистыми сланцами мукасовского горизонта (D₃ f), сменяющимися мелкообломочными граувакками зилаирской серии (D₃ fm-C₁ t₁).

Характер тектонических движений в области сочленения континент—океан. Выше была установлена природа, показаны различия в строении и особенности развития пограничных палеоструктур Южно-Уральского региона. Сопоставление изложенных данных позволяет выявить ведущую роль в их эволюции горизонтальных перемещений вдоль разноглубинных структурных уровней и представить в общих чертах последовательность и направленность таких перемещений.

Одним из важнейших тектонических событий было возникновение в результате р а с т я ж е н и я земной коры Сакмарского краевого бассейна. На рубеже кембрия и ордовика сравнительно недалеко от дневней границы континент—океан происходит раскол приподнятой континентальной плиты и закладывается параллельно ее краю субмеридиональная система довольно мелких грабенов, которые заполняются ($\varepsilon_3 - O_1 t$) продуктами размыва близрасположенных "сиалических" массивов и блоков. Вдоль наиболее глубоких разломов, ограничивающих грабены южной части системы, внедряются и изливаются вулканиты ($O_1 t - a_1$), близкие по составу к вулканическим продуктам современных континентальных рифтов.

Последующее расширение и углубление образовавшегося прогиба (смена мелководных, часто грубообломочных аркоз гораздо более тонкими и глубоководными осадками $O_1 a - S_1 l_1$), а также прекращение рифтогенного вулканизма было связано с отодвиганием ранее обособившегося периферического континентального



Рис. 13. Схема тектонического развития области сочленения континент – океан на Южном Урале 1, 2 – гранитно-метаморфический слой: 1 – континента, 2 – новообразованный; 3 – меланократовый фундамент (М – палеоповерхность Мохоровичича); 4 – новообразованная океаническая кора; 5 – карбонатные осадки; 6 – территенные отложения; 7 – глины; 8 – глинисто-кремнистые и кремнисто-пепловые осадки; 9 – тефроиды; 10 – олистостромы (а), в том числе офиолитокластовые (б); 11-14 – вулканиты: 11 – кислые, 12 – преимущественно среднего состава (дифференцированные формации), 13 – основные недифференцированных (а) и яшмово-диабазовой (б) формаций, 14 – щелочные основного состава; 15 – очаги кислой магмы; 16 – отложения предыдущих эпох недислоцированные (а) и дислоцированные (б); 17 – зона глаукофан-сланцевого метаморфизма; 18 – направление тектонических перемещений; 19 – направление действия главного сжатия. Тектонические зоны: I – Прибельская, II – Сакмарская, III – Эбетинская, IV – Вознесенско-Халиловская, V – Таналык-Ирендыкская

массива (микроконтинента) в восточном направлении (рис. 13). Смещался только гранитно-метаморфический слой, сорванный со своего базитового основания. В процессе раздвига в Сакмарском прогибе местами вскрылись претерпевшие сильную серпентинизацию породы древнего меланократового фундамента, что обосновывается непосредственным налеганием на них глубоководных аргиллитов и туффитов. В то же время на многих участках сохранились грабеновые фации, а кое-где и небольшие остаточные блоки сиалического цоколя. К последним относится группа "экзотических" отторженцев и глыб (кристаллические сланцы РС, известняки \mathcal{E}_1) в верховьях долины р. Урал. Наиболее крупный "останец" находится на крайнем юге Сакмарской зоны, несколько северо-западнее Даульско-Кокпектинского гипербазитового массива (90 км к юго-востоку от г. Актюбинск). Он может служить миниатюрной иллюстрацией механизма раздвижения.

В верховьях левых притоков р. Орь обнажаются биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, в несколько меньшем количестве монокварциты, чередующиеся с графитистыми и слюдистыми разностями. Эти довольно сильно метаморфизованные и дислоцированные (сложные складки, плойчатость) породы, относящиеся к нижнему рифею [Горохов и др., 1966], составляли, вероятно, нижнюю часть удаленного кристаллиникума. В настоящее время они слагают пластину размером 3,5×6 км, которая подстилается и протрудируется серпентинитами. Серпентиниты на западе контактируют с неизменными осадками тремадока. Пластина метаморфических пород пронизана многочисленными зонами тектонических брекчий дробления, описанных С.С. Гороховым, Р.А. Сегединым, В.И. Фонаревым [1966]. Зоны брекчий имеют различную мощность и рассекают пластину на разнопорядковые полигональные блоки. Мощные зоны достигают ширины 200–1200 м и почти меридиональны. Наблюдаются постепенные переходы от трещиноватых вмещающих пород сначала к угловатым, а затем обтертым обломкам того же состава, сцементированным мелкодробленной массой; угловатые обломки часто сохраняют первичное залегание. Подобный характер деформаций был, очевидно, обусловлен субширотно ориентированным растяжением.

Раздвижение на месте Сакмарской зоны частично компенсировалось надвиганием в пределах отделившегося Центрально-Уральского микроконтинента (Эбетинская зона). Там в послетремадокское время образуется первый (нижний) пакет тектонических пластин, сложенный породами только "сиалического" профиля. Внутренние дифференцированные движения, происходившие на фоне общего смещения гранитно-метаморфического слоя микроконтинента к востоку, привели к появлению внутрикоровых (точнее, внутрислоевых) магматических очагов (деформационный разогрев и локальное плавление). В результате на континентальном основании возникла вулканическая гряда, поставлявшая в Сакмарский прогиб, большое количество кислого пирокластического материала ($O_2 - S_1 l_1$). В современной структуре от вулканических построек остались лишь их корневые части (Эбетинское тектоническое окно).

В начале силура раздвит вдоль граничной поверхности между гранитным и базальтовым слоями (древняя поверхность К) сменяется более глубинным раздвигом, который в виде линейно вытянутой зоны закладывается ближе к восточному вулканическому склону Сакмарского глубоководного прогиба. Здесь получает развитие комплекс диабазовых даек, и на дно изливаются однородные толеиты $(S_1l_1 - S_2^1)$. Как показали А.С. Перфильев и Н.Н. Херасков (глава третья в настоящей книге), образование дайкового комплекса приводит к уничтожению габброидов и частично нижележащей полосчатой серии габбро-гипербазитового разреза, т.е. на месте древнего базальтового слоя возникает новый. Этот процесс формирования новой океанической коры имел, в отличие от стандартной спрединговой схемы, рассеянный характер и происходил на отдельных, изолированных друг от друга участках, в целом затухая в северном направлении на широте Хабарнинского массива.

С раздвигом внутри базальтового слоя было связано превращение Сакмарского окраинного прогиба в общирный бассейн океанического типа, в центральной части которого ранее возникший осадочный чехол был разорван и основные лавы накапливались непосредственно на меланократовом фундаменте. Краевые области бассейна были охвачены кремненакоплением. В погружение были также вовлечены смежные участки Русской платформы и Центрально-Уральского микроконтинента.

В прилегавшей области Восточно-Уральского палеоокеана условия растяжения господствовали на протяжении ордовика и почти всего силура. Возможно, здесь имело место "растекание" океанического дна и частичное обновление его кремнисто-базальтового чехла. На это указывает пространственная разобщенность разрезов ордовика и силура: первые слагают только крайне западные пластины и нигде не встречаются среди полей развития силурийских толщ и окружающих их фрагментов габбро-гипербазитового комплекса (Вознесенско-Халиловская зона).

В самом конце силура наступает изменение геодинамического режима. Начиная с этого момента процессы поперечного с жатия играют все большую роль в эволюции структур переходной области континент—океан. Отмирает пояс глубинного раздвига в Сакмарском краевом бассейне, а в пределах Таналык-Ирендыкской зоны Восточно-Уральского палеоокеана возникает мощное вулканическое поднятие. По-видимому, эти два синхронных события были обусловлены одной причиной — началом глубинного тектонического сжатия. Разрешение напряженного состояния происходит на более низком структурном уровне, чем предшествовавший раздвиг, свидетельством чего могут служить высокотемпературные деформации и стрессовый характер метаморфизма в подошве Кемпирсайского габбро-гипербазитового массива (эклогитоподобные пироповые амфиболиты). Обстановка относительного растяжения локализуется в верхних горизонтах отдельных зон океанической коры.

Новая зона раздвига появляется в Сакмарском бассейне. К ней приурочена полоса высокоглиноземистых базальтоидов $(S_2^2 - D_1^1)$, протягивающаяся западнее и несколько дальше на север, чем предыдущий пояс. Становление этой полосы сопровождалось не дальнейшим углублением бассейна, а макробрекчированием и дроблением накопившегося чехла, возникновением по ее краям разрозненных тектонических уступов (главным образом сбросовых), поставлявших временами обильный обломочный материал местного происхождения. Это привело к значительному расчленению подводного рельефа и положило начало формированию меланжа.

В гораздо меньшей степени растяжение испытывала и периферическая часть Восточно-Уральской океанической области (сланцы, реже — диабазы). В районе сочленения ее с Сакмарским раздвигом образуется местная структура сжатия. Вдоль западного борта Вознесенско-Халиловского бассейна на рубеже силура и девона происходит смятие океанических толщ и возникает интенсивно размывавшаяся подводная кордильера. В результате в самом начале девона впервые появляются офиолитокластовые осадки олистостромового типа. Судя по набору пород в обломках, разрушению подверглись лишь верхние члены меланократового разреза, что косвенно определяет нижний уровень срыва и раздвитания.

С середины раннего девона тектонические напряжения, вызванные сжатием, постепенно распространяются на более высокие структурные уровни и охватывают более широкие площади, концентрируясь на отдельных участках. Сначала образуется протяженная Таналык-Ирендыкская вулканическая дуга, в связи с чем прекратилось растяжение океанической коры к западу от нее. Несколько позже, со второй половины раннего девона, сравнительно небольшая вулканическая гряда появляется в пределах Сакмарского бассейна.

Превращение океанических вулканических поднятий с развитой местами в кровле их разрезов контрастной формацией в островные дуги и рост последних указывает на их развитие в обстановке пониженной проницаемости и нараставшего сжатия, на фоне которого возникали частные, компенсационные по отношению к дугам, структуры растяжения. Прогрессирующее сжатие привело в конечном итоге к последовательно мигрировавшему с востока на запад, в сторону платформы, сближению положительных структурных форм за счет постепенного сокращения, смятия и меланжирования разделявших их малых остаточных бассейнов.

Тектоническое скучивание имело импульсивный характер и сопровождалось выведением фрагментов меланократового фундамента и становлением офиолитовых аллохтонов, срыв которых, судя по их разной мощности, происходил с различных уровней габбро-гипербазитового разреза окраинного бассейна и палсоокеана. С конца эйфеля, одновременно с замыканием Вознесенско-Халиловского преддугового прогиба, формируется передовая система пластин Восточно-Уральской эвгеосинклинальной области. В дальнейшем эта система была надвинута с развитием по фронту шарьирования глаукофанслацевого метаморфизма на Центрально-Уральский сиалический блок, а последний пододвинулся и почти сомкнулся с краем Русской платформы (D₂gv₂-D₃f₁), в результате чего был раздавлен Сакмарский субокеанический бассейн, расчешуивание и дезинтеграция которого начались с восточного борта (см. рис. 13).

С позднего девона в бывшей области перехода континент—океан образуется общирнейший новый прогиб с разнородным фундаментом, в котором сплошным чехлом накапливается мощная граувакковая флишоидная серия (неоавтохтон). Ее появление связано с новым этапом интенсивных горизонтальных движений на Южном Урале и формированием крупных эвгеосинклинальных аллохтонных масс, сложенных ранее возникшими тектоническими пластинами.

Полярный Урал

В полярноуральском регионе выделяются следующие тектонические зоны (с запада на восток): Елецкая, Лемвинская, Центрально-Уральская, Салатимская, Западно- и Восточно-Тагильская, Войкарская (рис. 14). Формационный комплекс первой из них является автохтонным, все остальные – аллохтонными, образующими сложную систему покровных пластин. Особенности геологического строения и история развития соответствующих палеоструктур рассмотрены в отдельной статье [Савельев, Самыгин, 1979]. О характере их разрезов можно судить по сводным стратиграфическим колонкам на рис. 15.

Терригенно-карбонатные отложения Елецкой зоны составляют осадочный чехол северо-восточной окраины Русской платформы, имеющей позднебайкальский фундамент. Они отвечают мелководной области шельфа Восточно-Европейского континента. Существенно сланцевый комплекс Лемвинской зоны образовался в относительно глубоководном краевом бассейне, состоявшем из ряда крупных некомпенсированных ($O_3 - D_1$) впадин. С востока они были отграничены поднятием с корой континентального типа, в пределах которого господствовали мелководные условия и получил локальное развитие магматизм (Центрально-Уральская зона). Здесь накопились довольно пестрые вулканогенно-осадочные отложения. Вулканические проявления были сравнительно кратковременными и малоинтенсивными; последовательность извержений разного состава (преобладают кислые и средние вулканиты) не совсем ясна. Характерны дайки и небольшие гипабиссальные тела габбродиабазов и гранитоидов, в том числе щелочных.

Следующие к востоку зоны сложены типично эвгеосинклинальными разрезами, заключающими породы офиолитовой ассоциации. Все они сформировались на океанической коре с меланократовым основанием, представленным различными габброидами и гипербазитами. В пределах Западно-Тагильской и Войкарской зон в разное время развивались островодужные вулканические поднятия, а Восточно-Тагильская зона соответствовала междуговому прогибу. На месте Салатимской зоны с возникновением Тагильской дуги отшнуровался окраинный океанический прогиб. Его наиболее западные разрезы образовались, вероятно, у подножия Центрально-Уральского континентального блока: здесь наряду с черными кремнистыми сланцами, диабазами и афировыми базальтами заметную роль играет "сиалический" обломочный материал.

Таким образом, в раннем-среднем палеозое на Полярном и Приполярном Урале существовал тот же латеральный ряд крупных структур, что и на Южном Урале: платформа – краевой бассейн – микроконтинентальный массив с вулканической грядой – малый океанический бассейн – островодужная система, фронтально обращенная на запад. Формационное выполнение некоторых структур одинаково в обоих регионах иногда до деталей. Отметим только поразительное сходство разрезов ордовика Салатимской и Вознесенско-Халиловской зон, вмещающих и на северс и на юге линейные протрузии гипербазитов с ассоциирующими мелкими телами габбро- и гранатовых амфиболитов и превращенных местами в глаукофансодержащие сланцы. В качестве другого примера можно указать на почти полную аналогию по времени формирования, особенностям состава и внутреннего строения островодужных комплексов Войкарской и Таналык-Ирендыкской зон.

Вместе с тем северный и южный структурно-формационные ряды имеют два существенных отличия. Прежде всего довсльно сильно различаются Лемвинская и Сакмарская зоны, имевшие одинаковое тектоническое положение и очень похожие условия седиментации, изменения которых в общих чертах были идентичны. Так, на севере пестроцветные аргиллиты (O_{2-3}) сменяются черными ($S-D_1$) и пестрыми (D_{2-3}) кремнисто-глинистыми осадками, вверху нарастает карбонатность разрезов, в первой половине эйфеля появляется, только в гораздо большем количестве, чем на юге, "континентальный" обломочный материал, снесенный из восточных областей, и т.д. Но в Лемвинской зоне полностью отсутствуют вулканогенные образования океанического ряда и совсем не известны, несмотря на исключительно сильную дислоцированность толщ, выходы пород меланократового





Рис. 14. Тектоническая схема Полярного Урала

1 – флишевый комплекс (С₂₋₃-Р₁); 2 – выступы позднебайкальского фундамента: 3-9 – ранне – среднепалеозойские тектонические зоны: 3 – Елецкая, 4 – Лемвинская, 5 – Центрально-Уральская, 6 – Салатимская, 7 – Западно-Гагильская, 8 – Восточно-Гагильская, 9 – Войкарская (а) с габбро-гипербазитовыми массивами (б): ВС – Войкаро-Сыньинский массив; 10, 11 – основные границы: 10 – тектонические (с указанием направления падения сместителей), 11 – стратиграфические



Рис. 15. Сводные разрезы полярноуральских тектонических зон (I – Елецкая, II – Лемвинская, III – Центрально-Уральская, IV – Салатимская, V – Западно-Тагильская, VI – Восточно-Тагильская, VII – Войкарская)

1 — терригенный флиш; 2 — граувакки, глинистые сланцы; 3 — мелководные известняки (a), в том числе рифогенные (б); 4 — доломитизированные известняки, доломиты; 5 — глинисто-алевритовые сланцы; 6 — песчаники, конгломераты кварцевые, кварцполевошпатовые, реже полимиктовые; 7,8 — конденсированные толщи: 7 — глинисто-кремнистые, известковое, углеродисто-кремнистые сланцы, кремни, туффиты основного состава; 10 — кислые (и средние) вулканиты известково-щелочной и щелочной серий; 11 — основные вулканиты известково-щелочной серии; 12 — основные эффузивы толеитовой серии; 13 — андезито-базальты, андезиты; 14 — ортофиры; 15 — трахибазальты, щелочные оливиковые диабазы; 16 — туфосилициты, яшмоиды; 17 — төфроиды (a), песчаники и алевролиты вулканомиктовые (б); 18 конгломераты вулканомиктовые и полимиктовые (a), грубообломочные осадки преимущественно известнякового (б) и серпентинитового (в) состава

фундамента, в частности высокопластичных и проницаемых серпентинитов. Это дает основание предполагать, что формирование лемвинского комплекса происходило, в отличие от сакмарского, все время на сиалическом фундаменте. Другой важный момент — гораздо более раннее появление в палеоокеанической области на севере Урала вулканической дуги: рост Западно-Тагильского островодужного поднятия начался уже в самом начале силура.

Очевидно, отмеченные факты — отсутствие новообразованной коры океанического типа в краевом бассейне и раннее заложение островодужной системы в периферической части палеоокеана — были причинно взаимосвязаны. Появление лемвинского конденсированного сланцевого комплекса O_{2-3} – D_1 было обусловлено растяжением и частичным разрушением края континента с отодвиганием Центрально-Уральского микроконтинентального блока к востоку, в пределах которого возникли внутрикоровые магматические очаги. Но "сиалические" массы на месте Лемвинского бассейна полностью не были удалены. Это было связано, с одной стороны, с меньшими масштабами и более медленными, чем на юге, темпами отодвигания микроконтинента (вялый характер вулканизма, отсутствие значительных внутренних пластин восточной вергентности). Кроме того, развитию раздвига на более глубинном, как в Сакмарской зоне, уровне помещало возникновение уже на рубеже ордовика и силура условий бокового сжатия и зарождение океанической островной дуги. Поэтому формирование лемвинского комплекса происходило, по-видимому, на сильно утоненном континентальном основании. Его накопление закончилось позже, чем сакмарского комплекса (в конце С.). Возможная причина этого — малая тектоническая активность Западно-Тагильской дуги и неполное ее сближение с Центрально-Уральским континентальным блоком. Образование эвгеосинклинального пакета пластин было вызвано более активным перемещением возникшей позже и на большем удалении от континентального края Войкарской дуги. Первый этап шарьирования эвгеосинклинальных толщ в западном направлении и выведение их в сферу размыва начался лишь с конца визе [Савельев, Самыгин, 1979]. На Южном Урале первый этап закончился уже к позднему левону.

В заключение краткого очерка по Полярному Уралу следует отметить еще одну особенность тектонического развития переходной области от материка к океану. Консолилация фунламента Восточно-Европейского континента завершилась здесь в течение венда — раннего кембрия [Тектоника Урала..., 1977]. С конца кембрия и по средний ордовик включительно происходит оформление новой континентальной окраины, которое носит пассивный характер. В расположении наиболее ранних $(\epsilon_1 - O_1)$ частных прогибов сказывается влияние структурного плана фундамента молодой эпибайкальской платформы. В дальнейшем постепенное погружение охватывает общирные пространства по краю материка (смена гравийных и песчаных фаций фалаховой формации по латерали и в разрезе глинисто-алевролитовыми); на месте Центрально-Уральской зоны формирустся материковый склон. Только в конце среднего ордовика начинается отчленение краевого континентального блока и закладываются тыловые некомпенсированные впадины. На Южном Урале зарождение вторичного окраинного бассейна произошло раньше ($\varepsilon_3 - O_1 t$) и имело резко наложенный рифтогенный характер. Становление континентального основания здесь закончилось в вендскую (предашинскую) эпоху складчатости. К началу рифтинга окраина континента находилась в относительно приподнятом положении.

Расслоенность земной коры и тектонические движения вдоль границы континент-океан

Как следует из изложенного материала, в ранне-среднепалеозойской истории развития области сочленения Восточно-Европейского палеоконтинента и Уральского палеоокеана ведущая роль принадлежала субгоризонтальным дифференцированным движениям крупных блоков и пластин. Эти движения были вызваны тектоническими напряжениями, возникшими на стыке разнородных и имевших различную подвижность литосферных плит, и происходили на разноглубинных уровнях.

Структурные и вещественные преобразования начались с усложнения границы континент—океан и деструкции континентальной окраины. Деструктивный процесс проявился в ограниченном масштабе и привел к возникновению выклинивавшихся по простиранию краевых новообразованных бассейнов двух типов — Сакмарского и Лемвинского. Формирование Сакмарского бассейна было обусловлено расколом континентальной плиты и последующим раздвигом обособившихся частей. Раздвиг начался с отодвигания периферического сиалического блока в сторону палеоокеана по поверхности К, в результате чего на дне расширившегося тылового прогиба местами обнажился древний базальтовый слой. Смещение отделившегося блока сопровождалось его деформацией и появлением во фронтальных частях покровнонадвиговых структур (Эбетинская зона), а также небольших магматических очагов. Эти очаги, отличавшиеся существенно кислым составом и отсутствием видимой связи с глубинными (подкоровыми) родоначальными магмами, образовались вследствие локального плавления основания перемещавшегося на восток гранитнометаморфического слоя. Поэтому возникшая в пределах сиалического массива вулканическая гряда получила развитие лишь на участке его максимального отодвигания, на что указывает исчезновение в Сакмарском прогибе синхронных продуктов извержений (губерлинская свита) в северном направлении, где отчленившийся Центрально-Уральский блок, который с известным допущением может быть назван микроконтинентом, соединялся с Восточно-Европейской плитой.

Раздвижение вдоль поверхности раздела гранитного и базальтового слоев с течением времени сменяется разрывом и растяжением на следующем структурном уровне, вблизи нижней границы базальтового слоя. Прекращается смещение гранитно-метаморфической оболочки микроконтинентального блока и затухает коровый вулканизм. На месте Сакмарского прогиба формируется внутрибазальтовый раздвиг (силур), который по мере своего развития "залечивается" примитивными толеитами. Это приводит к появлению микроокеанического бассейна. Одновременно процессы растяжения активизируются в смежных районах Восточно-Уральского палеоокеана, где также изливаются однородные базальты (см. рис. 13).

Как в Сакмарском бассейне, так и в периферической части палеоокеана (Вознесенско-Халиловская зона) деформации и горизонтальные перемещения, возникшие в обстановке глубинного раздвига, были сконцентрированы в зоне перехода габбро-гипербазит. В относительно хорошо сохранившихся разрезах Кемпирсайского и Нуралинского массивов видно, что полосчатая серия, которую традиционно, считают палеоаналогом поверхности М, будинирована, а вышележащие габброидыинтенсивно брекчированы, дезинтегрированы и изменены (см. рис. 12). Здесь же были сосредоточены и очаги основной магмы, которые местами частично уничтожили полосчатую серию (Хабарнинский массив). Время их функционирования определяет длительность раздвигания и смещения океанических пластин вдоль раздела с верхней мантией.

В Полярноуральском регионе деструкция континентальной окраины не вышла за пределы сиалической оболочки. Развитие Лемвинского некомпенсированного бассейна сопровождалось растяжением и утонением гранитного слоя без разрыва его сплошности. Отодвигание фронтального блока на восток, фиксируемое внутрикоровым магматизмом центральноуральского типа, происходило, по-видимому, по тектонической зоне выше поверхности К. На более глубокие уровни этот процесс не распространился.

Прекращение деструкции и последующая эволюция области сочленения континент—океан связаны с возникновением и постоянным усилением тангенциального сжатия. Новый геодинамический режим зарождается в пределах верхней мантии периферических частей палеоокеана, охватывая в дальнейшем вышележащие структурные оболочки на все большей площади. Реализация сжатия приводит к усложнению и формационному изменению ранее существовавших зон и, в конечном счете, к расчленснию коры переходной области на серию крупных тектонических пластин. Пластины последовательно надвигаются (и пододвигаются) в сторону континента, скучиваясь вдоль его окраины. Это сопровождается становлением офиолитовых аллохтонов, сложенных породами, которые входили в меланократовый фундамент различных структур (см. рис. 13).

На примере Полярного и Приполярного Урала было показано [Савельев, Самыгин, 1979], что тектоническое выведение меланократового фундамента с глубинных на все более высокие уровни началось раньше и продолжалось одновременно с формированием островодужных ассоциаций, закончившись общим шарьированием эвгеосинклинальных комплексов на запад. Выведенные разрезы офиолитовых массивов имеют разную мощность, указывающую на различную глубину их срыва, которая, однако, всегда ниже полосчатой габбро-гипербазитовой серии, отождествляемой с поверхностью М. Срыв наиболее мощных массивов – Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского, в основании которых присутствуют реликты еще одной полосчатой серии, был приурочен, по-видимому, к другой тектонической поверхности, образовавшейся уже в пределах верхней мантии. Изменение геодинамической обстановки, выразившееся в появлении и ростс океанических островодужных поднятий, наступило в разных регионах Урала неодновременно и вне зависимости от хода предшествовавших преобразований пограничных структур. В северном секторе это произошло на целый геологический период раньше (конец ордовика), чем в южном (конец силура). Поэтому относительно поверхностный раздвиг в Лемвинской зоне не превратился со временем в глубинный, а возникший на его месте некомпенсированный прогиб – в бассейн с корой океанического типа. Вместе с тем отодвигание Центрально-Уральского континентального блока, судя по специфическому магматизму, продолжалось в течение почти всего силура, т.е. синхронно с формированием медленно мигрировавшего во встречном направлении Западно-Тагильского океанического поднятия и выведением его меланократового фундамента. Это обстоятельство свидетельствует об определенной самостоятельности горизонтальных перемещений различных литосферных блоков и пластин вдоль разноглубинных уровней.

Похожая тектоническая обстановка — сосуществование растяжения и сжатия на разных структурных уровнях – была характерна некоторое время и для Южного Урала (S²₂ -D¹₁). Здесь в связи с заложением Таналык-Ирендыкского островодужного поднятия режим свободного глубинного раздвига нарушается; процессы растяжения локализуются в верхних горизонтах океанической коры Сакмарского и, в меньшей степени, Вознесенско-Халиловского бассейнов (излияния недифференцированных базальтов, сбросообразование), компенсируясь местными зонами сжатия (частичная складчатость, образование подводных кордильер и офиолитокластовых олистостромовых горизонтов). Дробление и брекчирование меланократового субстрата и перекрывавшего его чехла в пределах малых океанических бассейнов способствует возникновению серпентинитового меланжа. Его дальнейшее формирование связано с многократным перемешиванием отдельных компонентов в условиях нарастающего тангенциального сжатия, ставшего причиной тектонического сокращения и раздваивания этого класса структур смежными поднятиями, вплоть до превращения в типичные сутуры (например, зона Главного Уральского разлома вместо Вознесенско-Халиловского бассейна).

Заканчивая раздел, следует подчеркнуть своеобразие уральской модели развития переходной области от континента к океану. Урал отличался в раннем-среднем палеозое отсутствием субдуктивного процесса в том виде, как он понимается концепцией тектоники плит. Зон субдукции не было ни в эпоху корового магматизма самостоятельно смещавшихся микроконтинентальных блоков, ни во время глубинного раздвига на месте одного из тыловых прогибов, поскольку это раздвигание вообще не сопровождалось сколько-нибудь значимыми вулканическими проявлениями островодужного типа. Возникшие позже по периферии Уральского палеоокеана разновозрастные вулканические поднятия, сопоставимые во многих отношениях с современными островными дугами, имели обратную полярность, фронтально обращенную в сторону континента, а не в сторону океана. Заложение подобных островодужных систем было не следствием процесса обновления океанической коры, а, наоборот, послужило причиной его прекращения. Нормальная полярность была присуща только островной гряде внутри Сакмарского бассейна. Но и здесь формирование этой частной структуры сопровождалось не столько поглощением океанического разреза, сколько тектоническим выведением смежных к востоку участков меланократового фундамента.

Подобные примеры несоответствия характера и последовательности дифференцированных смещений различных оболочек литосферы на Урале известным моделям "новой глобальной тектоники" можно умножить. Все они свидетельствуют о необходимости поиска иного механизма, удовлетворительно объясняющего конкретные гсологические события в фанерозойских складчатых поясах.

ДИАБАЗОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПРОБЛЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Последние годы во всем мире ведутся интенсивные исследования океанической коры современных и палеоокеанических структур. Эти исследования стали возможными после того, как была доказана тождественность офиолитовых ассоциаций океанической коры прошлого [Пейве, 1969]. В результате исследований был установлен типичный разрез океанической коры (прошлого и современности). Выяснилось, что его основанием является дунит-гарибургитовый комплекс, сопоставляемый с верхней мантией. Выше следует мощный габбровый комплекс, нижние (пограничные с гарибургитами) горизонты которого представлены линзовидно-полосчатым чередованием клинопироксенитов, верлитов, дунитов и габбро.

В ряде офиолитовых разрезов выше габбро выделяется диабазовый комплекс, часто представленный широко известным комплексом параллельных даек [Тайер; 1977]. Габбро вместе с диабазовым комплексом сбычно сопоставляются с третьим слоем современной океанической коры. Породы третьего слоя перекрыты базальтовыми лавами (часто подушечными) второго слоя, выше которых залегают глубоководные осадки первого слоя (океанического осадочного чехла).

Такой разрез пород офиолитовой ассоциации (океанической коры) принимается сейчас большинством исследователей. В последние годы появились работы, где доказывается, что этот разрез нужно рассматривать только как некоторую генерализацию. В конкретных случаях отдельные его члены могут выпадать. Например, диабазовый комплекс развит не повсеместно, описаны случаи непосредственного залегания толеитовых лав на гипербазитах, минуя габбро [Книппер, 1975] (М.С. Марков; глава в настоящем сборнике).

Породы офиолитовой ассоциации слагают основание вулканогенно-осадочных серий эвгеосинклинальных зон и, таким образом, последние представляют в разной степени тектонизированные фрагменты бывших океанических структур. Более молодые, чем вулканиты офиолитовых ассоциаций, вулканогенно-осадочные серии отвечают стадии закрытия этих структур (переходная стадия) [Пейве и др., 1972], когда формируются краевые моря и вулканические островные дуги.

Генетическую модель, объясняющую формирование закономерного разреза пород офиолитовой ассоциации, обычно связывают с гипотезой тектоники плит. Согласно этой концепции породы ассоциации образуются в зоне спрединга, где от пиролитового вещества отделяется толеитовая магма, а гарцбургиты представляют собой рестит, оставшийся в результате такого отделения. Эта модель исходит из движения мощных монолитных литосферных плит. Диабазы в этой модели образуют кровлю расслоенного габбрового комплекса и являются теми транспортными каналами, по которым происходило излияние толеитового вещества в виде лав на океаническом дне. Такая схема предусматривает, очевидно, что все три компонента (габбро, диабазы и лавы) представляют дериваты единого магматического очага, близки по времени становления и должны иметь между собой все взаимопереходы.

Изучение диабазовых комплексов (особенно комплексов параллельных даек), помимо петрологических аспектов, имеет очень большое значение для понимания тектонических условий формирования новых океанических пространств, так как эти комплексы могут возникать только при существовании "свободного пространства" за счет раздвигания литосферных блоков. Однако именно эта часть последовательности пород офиолитовой ассоциации наименее изучена. Важность рассматриваемой проблемы и ее возможные аспекты подробно рассмотрены в статье Т. Тайсna [1977], и мы не будем на этом останавливаться.

Диабазовые комплексы лучше изучены на островах Кипр [Gass, 1968; Greenbaum, 1972; Moores, Vine, 1971], Ньюфаундленд (Малпас, Стевенс, 1977; Guidebook, 1972; Williams, Malpas, 1972; Strong, Malpas, 1975; Upadhyay, 1973], Маккуори [Varne, Rubenach, 1972; Varne et al., 1969], в Калифорнии [Hopson, Frano, 1977], в Монголии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978] и в Турции [Vuagnat, Cogulu, 1968]. На территории СССР дайковые комплексы изучены на Камчатке [Марков, 1975], на о. Шикотан [Меланхолина, 1978], на Урале [Путеводитель..., 1978; Савельев, Савельева, Перфильев, 1979; Тектоника Урала, 1977].

Почти все исследователи пришли к выводу, что диабазовые комплексы представляют закономерный член разреза офиолитовой ассоциации, расположенный между габброидами и толеитовыми базальтами второго слоя. "Пласт", сложенный диабазами, прослеживается на достаточно большие расстояния вкрест и по простиранию структур, и его границы субпараллельны основным границам главных комплексов, выделяемых в составе офиолитовой ассоциации. В некоторых случаях нижняя граница диабазового "пласта" может косо срезать подстилающие образования [Савельев, Савельева, 1977; Guidebook, 1972; Upadhyay, 1973].

Несколько иную точку зрения высказал Т. Тайер [1977]. Он предполагает, что диабазовый комплекс резко дискордантен по отношению к структуре гипербазитов и габброидов, претерпевших интенсивную складчатость до образования диабазов.

В наиболее типичном виде диабазовый "пласт" сложен комплексом параллельных даек (scheeted complex), ориентированных почти под прямым углом к нижней и верхней границам самого "пласта". Средняя часть "пласта" сложена почти нацело дайками, количество которых вниз и вверх по разрезу резко или постепенно уменьшается. Вниз по разрезу дайки рассекают габброиды и значительно реже - гипербазиты. Вверх по разрезу они прорывают перекрывающие толеиты (часто шаровые лавы) и являются их питающими каналами.

В наиболее типичном виде комплекс параллельных даек — это "дайка в дайке", причем чаще всего в пределах конкретного обнажения для даек характерна закалка только с одной стороны. Это свидетельствует о непрерывном, пульсирующем раскрытии одной и той же трещины. Среди даек встречаются очень редкие остатки междайковых пространств, количество которых и размеры увеличиваются соответственно вверх и вниз по разрезу комплекса. Эти междайковые пространства в отличие от ксенолитов получили в зарубежной литературе специальный термин — скрины (screens), который мы будем использовать при дальнейшем описании. Характерные черты скринов следующие: диабазы на границе со скринами всегда имеют закальные оторочки; скрины располагаются только между дайками и никогда их нет внутри даек; в скринах сохраняются те же элементы залегания текстур и структур, что и в расположенных ниже (или выше) породах, вмещающих дайки; состав скринов в каждом конкретном обнажении постоянен, что не позволяет говорить о перемешивании вмещающих пород во внедряющейся магме. Более подробно строение комплекса параллельных даек будет рассмотрено ниже на конкретных примерах.

Другой тип строения диабазового комплекса описан К. Хопсоном [Hopson, Frano, 1977] в Южной Калифорнии. Здесь комплекс сложен почти нацело силами диабазов. Перекрывающие базальты лавы прорваны многочисленными дайками и силами диабазов, которые, по мнению К. Хопсона, являются подводящими каналами для верхних членов этой базальтовой серии. Ниже силлов распространены породы габбро-диорит-плагиогранитного состава, внедрившиеся между силловым комплексом и габброидами офиолитового типа.

Большинство исследователей, изучавших диабазовые комплексы, выделяют в их составе несколько генераций диабазовых даек. Кроме того, с этими же комплексами обычно тесно связаны дайки и жилы плагиогранофиров, кварцевых альбитофиров и кератофиров. В большинстве случаев кислые разности представляют наиболее позднюю генерацию внедряющейся магмы (Кипр, Ньюфаундленд), однако 5. 3ak. 1382 65

Т. Тайер [1977] привел ряд примеров, когда кислые дайки прорваны дайками базитового состава.

Замечательная особенность диабазовых комплексов — во всех детально изученных случаях дайки внедряются в уже остывшие породы подстилающих комплексов офиолитового разреза и всегда имеют зоны закалки на контакте с ними. Этот факт, а также дайковые деформации в габбро [Strong, Malpas, 1975] заставили многих исследователей отказаться от представлений о диабазовых комплексах как кровле единого габбрового магматического очага, формирующегося в зоне спрединга. К. Хопсон предполагает модели "двойного" спрединга. Ранний спрединг формирует габбро и нижнюю часть вулканитов второго слоя, а поздний возникает в новом месте и формирует диабазовый комплекс и верхнюю часть второго слоя океанической коры. Именно с этим спредингом он связывает образование срединно-океанических хребтов [Hopson, Frano, 1977]. В этой модели нет необходимости говорить о некоем магматическом очаге, едином для габбро и диабазовых комплексов. К такому же выводу пришел Т. Тайер [1977], анализируя различные дайковые комплексы офиолитовой ассоциации.

Несколько иную модель предлагают Е. Мурс и Ф. Вайн [Moores, Vine, 1971]. Диабазовые комплексы связаны с частными небольшими магматическими очагами под центром спрединга. Эти очаги, с их точки зрения, являются дифференциатами той же магмы, которая раньше сформировала габбро. Близкую точку зрения высказали Д. Стронг и И. Малпас [Strong, Malpas, 1975] на основании анализа дайковых комплексов Ньюфаундленда. Казалось бы, этот вопрос имеет. только петрологическое значение. Однако ниже мы постараемся показать и его тектонические аспекты.

В задачу авторов не входило детальное рассмотрение литературных данных по геологии диабазовых комплексов офиолитовой ассоциации. Мы постараемся рассмотреть некоторые аспекты этой проблемы на изученных нами объектах Урала, Западного Саяна и Монголии. При этом не будут разобраны многие петрологические проблемы, для решения которых необходимы специальные углубленные исследования.

УРАЛ

Хорошо известно, что породы офиолитовой ассоциации распространены на Урале необычайно широко. В основном они приурочены к эвгеосинклинальной зоне Восточного склона. Отдельные массивы офиолитовых пород известны и в пределах миогеосинклинальной зоны Западного склона Урала, однако в последние годы доказано, что эти массивы представляют тектонические покровы; шарьированные с востока [Казанцева, 1971; Камалетдинов, 1974; Смирнов, Беллавин, 1974; Руженцев, 1976].

Во внутренных частях эвгеосинклинали породы офиолитовой ассоциации, включая и диабазовые комплексы, как правило, очень сильно тектонизированы и превращены в серпентинитовые меланжи. Сравнительно слабо тектонизированные офиолитовые разрезы сохранились в основном в пределах краевых офиолитовых аллохтонов, приуроченных к границе эв- и миогеосинклинальной зон. Диабазовые комплексы в этих разрезах изучались авторами на примере Хабарнинского офиолитового массива, сходные комплексы описаны также на Полярном Урале (Войкаро-Сыньинский массив) и на самом юге Урала, в Мугоджарах.

Хабарнинский массив

Хабарнинский массив Южного Урала располагается в пределах сложно построенной полосы сочленения эв- и миогеосинклинальной зон и входит в состав так называемого Сакмарского краевого аллохтона. Подробное описание этой структуры можно найти в работах С.В. Руженцева [1976], а также в очерке С.Г. Самыгина во второй главе настоящей книги.

Как видно на тектонической схеме (рис. 16), Сакмарский аллохтон слагает ядро крупной синформы в пределах миогеосинклинальной зоны 66



Рис. 16. Тектоническая схема Сакмарского аллохтона и смежных структур Южного Урала l - офиолитовые пластины; 2 - серпентинитовые меланжи; 3 - эвгеосинклинальные комп $лексы <math>(O_3 - D_2); 4 - доордовикские образования; 5 - эффузивы и аркозовые песчаники$ $<math>(\mathfrak{C}_2 - O_1); 6 - глинистые сланцы и алевролиты миогеосинклинальной зоны (PZ_{1-2}); 7 - грау$ $вакковый флиш <math>(D_3 - C_1); 8 - известняки платформенного чехла и молассы краевого прогиба$ (C-P₁); 9 - границы доскладчатых тектонических покровов; <math>10 - надвиги; 11 - прочие разломы. Цифры и буквы на схеме: I - Сакмарский аллохтон, II - Уралтауский антиклинорий,IIa - Эбетинская антиклиналь, III - Предуральский краевой прогиб, IV - Магнитогорский прогиб, А - Хабарнинский массив, Б - Кемпирсайский массив

(рис. 16,I). Аллохтон сложен ордовикскими, силурийскими и девонскими вулканогенными и осадочными образованиями, шарьированными с востока на запад [Камалетдинов, 1974; Тектоника Урала, 1977]. Крылья синформы сложены граувакковым флишем зилаирской свиты (D₃-C₁). Вся синформа несколько подвинута на запад, на Предуральский краевой прогиб (рис. 16, III).

Восточнее Сакмарской синформы выходят доордовикские толщи, в разной степени метаморфизованные, и песчано-сланцевые миогеосинклинальные образования ордовика. В южной части доордовикские и нижне-среднеордовикские отложения слагают ядро антиформной структуры (Эбетинская антиклиналь; рис. 16, IIa), а севернее метаморфические образования, скорее всего, представляют тектоническую пластину, надвинутую в западном направлении (Уралтауская зона; рис. 16, II).

На древние комплексы и частично непосредственно на породы Сакмарского аллохтона с востока надвинуты вулканогенно осадочные серии Магнитогорского зеленокаменного прогиба эвгеосинклинали Восточного склона Урала (рис. 16, IV). Сакмарский аллохтон представляет достаточно сложную систему пакетов тектонических пластин, сложенных нередко одновозрастными, но разнофациальными комплексами. В самом общем виде, как нам представляется, снизу вверх можно видеть четыре крупных пакета. Каждый состоит из нескольких тектонических пластин.

Первый (нижний) сложен аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами кидрясовской свиты ($\varepsilon_3 - O_1$). Породы этого пакета обнажаются в ядрах частных антиформ Сакмарского аллохтона и в его юго-восточном крыле.

Второй пакет представлен пестрыми глинистыми сланцами и алевролитами средне-верхнеордовикского возраста, иногда сменяющимися туффитами и туфоалевролитами (губерлинская свита и ее аналоги), а также серыми слоистыми и массивными кремнями силура (сакмарская свита). Последние слагают большие площади, разобщенные от средне-верхнеордовикских пород.

Третий пакет пластин сложен вулканогенно-осадочными образованиями эвгеосинклинального типа, охватывающими по возрасту силур – ранний – средний девон. По характеру разрезов комплексы этого пакета хорошо сопоставляются с эвгеосинклинальными образованиями Магнитогорского прогиба и, вероятно, шарьированы из этой зоны. Как видно из схемы, описанные три пакета пластин смяты в дополнительные складки и деформированы в целом конформно. К границам пакетов пластин, а также к границам отдельных пластин приурочены серпентинитовые меланжи. Кроме того, серпентинитовые меланжи образуют ядра протрузивных куполов, прорывающих все три пакета пластин.

Тектоническая колонка Сакмарского аллохтона венчается сложно построенной пластиной гипербазитов, габбро и связанных с ними диабазов и основных вулканитов. Этой пластине отвечает Хабарнинский гипербазитовый массив с его габбровым и диабазовым обрамлением (рис. 16,А) и, возможно, Кемпирсайский массив (рис. 16,Б). Как легко видеть из схемы, Хабарнинская пластина слагает синформную структуру и структурно несогласно перекрывает все три пакета пластин, рассмотренных выше. Таким образом, Хабарнинская пластина дискордантна по отношению к остальным структурам Сакмарского аллохтона и в этом отношении несколько выпадает из общего структурного плана.

Тектонические пластины, слагающие Сакмарский аллохтон, смяты в складки, иногда брахиформные, иногда линейные. Как показали детальные исследования С.В. Руженцева, тектонические пластины нередко смяты в сложные лежачие складки, а сам процесс шарьирования был длительным. Он выделяет по крайней мере два этапа шарьирования, причем шарьяжи более позднего этапа тектонически перемешивают последовательность ранее сформированных пластин. Охарактеризованная выше структура аллохтона, разумеется, отвечает только самым общим закономерностям его строения и в конкретных участках бывает значительно сложнее.

В Сакмарском аллохтоне тектонически совмещены различные, нередко одновозрастные, формационные комплексы. Ордовикские отложения нижнего пакета и ордовикско-силурийские второго пакета пластин по формационному типу отвечают миогеосинклинальным комплексам западного склона Урала. Третий пакет, как отмечалось, формационно близок эвгеосинклинальным образованиям Восточного склона, и Хабарнинская пластина представляет фрагмент меланократового основания эвгеосинклинальных комплексов. Сейчас трудно сказать, являлись ли гипербазито-габбровые породы Хабарнинского массива основанием эвгеосинклинальных серий третьего пакета Сакмарского аллохтона или они шарыированы из более внутренних частей Восточно-Уральской палеоокеанической структуры.

Внутреннее строение Хабарнинского покрова очень сложное. Разрез офиолитовой ассоциации начинается породами преимущественно гарцбургитового состава, в значительной степени серпентинизированными. Видимая мощность гарцбургитов — до 1000 м. Дуниты и аподунитовые серпентиниты, перекрывающие гарцбургиты, распространены в основном в восточной части Хабарнинского гипербазитового массива (рис. 17). В его западной части дуниты не образуют сплошной полосы,



Рис. 17. Схематическая геологическая карта Хабарнинского массива (составлена по данным Г.Г. Хворова, С.В. Руженцева, С.Г. Самыгина, А.С. Перфильева)

1 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 – дуниты, 3 – полосчатый (дунит-клинопироксенитгаббровый) комплекс; 4 – габбро; 5 – амфиболиты; 6 – диабазы; 7 – меланж; 8 – силурийско-девонские вулканогенно-осадочные отложения; 9 – нижнеордовикские отложения; 10 – доордовикские отложения; 11 – шарьяжи и надвиги; 12 – прочие разломы

возможно, они первично имели прерывистое распространение, будучи приуроченными к верхам разреза дунит-гарцбургитового комплекса.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса вверх по разрезу сменяются полосчатым дунит-клинопироксенит-верлитовым комплексом с отдельными линзами габброидов (рис. 17). Обычно это полосчато-линзовидное чередование перечисленных пород, хотя местами встречаются секущие жилы дунитов, пироксенитов и габбро.

Выше полосчатого комплекса выделяются габброиды, обычно сильно измененные и местами превращенные в апогаббровые амфиболиты. Судя по отдельным реликтам, это клинопироксеновое и двупироксеновое габбро, почти нацело, амфиболизированное. Контакт габбро с полосчатым комплексом нередко сорван. Местами (особенно по западному обрамлению гипербазитов) габброиды практически отсутствуют и непосредственно выше пород полосчатого комплекса залегают диабазы дайкового комплекса, содержащие габбро в междайковых пространствах.

Диабазы дайкового комплекса распространены вдоль западного края Хабарнинского массива. Они контактируют непосредственно с породами полосчатого комплекса или с апогаббровыми амфиболитами. Стратиграфически выше дайкового комплекса залегают подушечные лавы основного состава. Возраст этих вулканитов фаунистически не определен. По сопоставлению со сходными образованиями западного борта Магнитогорского прогиба для них принимается верхнеордовиксконижнесилурийский возраст. Вулканиты отделены от остальных комплексов Сакмарского аллохтона разломами и серпентинитовыми меланжами.

Хабарнинская тектоническая пластина представляет сложную лежачую складку с пережатым гипербазитовым ядром (рис. 17). Габбро, диабазы и вулканиты основного состава образуют оболочку этого ядра.

Лежачая складка Хабарнинского массива осложнена крупными открытыми синформными и антиформными складками. В северной части массива сохранилось только лежачее (перевернутое) крыло лежачей складки, которое образует в целом крупную Хабарнинскую синформу с гарцбургитами в ядре (рис. 17). Породы полосчатого комплекса, габбро и основные вулканиты, обрамляющие гипербазиты с запада и востока, имеют отчетливые падения под гарцбургиты и уходят под них с углами наклона, не превышающими 30–40°. Такое строение массива на этом сечении подтверждается данными бурения и геофизики. Буровые скважины на правобережье р. Урал вскрыли под гарцбургитами габбро и апогаббровые амфиболиты на глубинах порядка первых сотен метров. В восточной части массива на этом сечении картируется отчетливая антиформа, в которой из-под гарцбургитов выходят на дневную поверхность последовательно породы полосчатого комплекса, габбро и диабазы, слагающие ядро антиформы.

Прямое продолжение этой антиформы на юг – Эбетинская антиформа, ядро которой сложено доордовикскими и нижне-среднеордовикскими образованиями параавтохтона. Габбро и гипербазиты Хабарнинской пластины образуют западное крыло и северную периклиналь антиформы.

В южном направлении происходит погружение структур Хабарнинского массива, и соответственно в южной части массива на поверхность выходят породы висячего крыла лежачей складки, имеющие западные падения с углами порядка 50–70°. Еще южнее амфиболиты и габбро образуют переклиналь лежачей складки (см. рис. 17) Более подробное описание строения Хабарнинской пластины сделано в специальной работе [Перфильев, 1979].

Породы дайкового комплекса и вулканиты основного состава слагают полосу шириной 2–3 км и протяженностью 10–12 км вдоль западного края Хабарнинского массива, слагая внешнюю часть перевернутого крыла лежачей складки. Иными словами, весь разрез в этой части структуры находится в перевернутом залегании; диабазы и вулканиты основного состава структурно перекрываются габбро и ультрабазитами.

История формирования структуры Хабарнинского покрова представляется следующим образом. На ранних этапах тектонического сжатия океанической коры в достаточно глубинных условиях скучивание реализовалось в виде образования лежачей складки, которая по мере продвижения в верхние горизонты коры превратилась в пережатую лежачую складку с дунит-гарцбургитовым ядром. В верхних горизонтах коры, там, где пластическая деформация стала невозможной, произошел срыв этой складки и дальше она шарьировала в виде единой тектонической пластины из внутренних частей эвгеосинклинальной (палеоокеанической) зоны в пределы западного континентального обрамления. В дальнейшем, в процесее складчатости, покров был смят в складки и разбит разломами [Ленных и др., 1978; Перфильев, 1979].

Разрез Хабарнинского офиолитового комплекса лучше всего обнажен по р. Урал, где вскрыто перевернутое лежачее крыло вышеописанной лежачей антиклинальной складки.

В ядре складки обнажены серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, пронизанные отдельными, часто мощными жилами пироксенитов, секущих полосчатость гарцбургитов.

Западнее, структурно ниже, а "стратиграфически" выше наблюдается линзовидно-шлировое чередование среднезернистых габбро, клинопироксенитов, реже аподу-
нитовых серпентинитов. Габбро среднезернистое, нередко пегматоидное, с клинопироксеном, почти целиком замещенным роговой обманкой. Клинопироксениты превращены в горнблендиты, однако форма кристаллов пироксенов и реликты клинопироксена сохранились. Мощность слоя 200 м.

Западнее, структурно ниже залегают дуниты и верлиты почти нацело серпентинизированные. Они чередуются с клинопироксенитами, превращенными в горнблендиты. Переход к предыдущему "слою" постепенный, мощность слоя 50 м.

После задернованного неширокого лога выше по разрезу (структурно ниже) залегают аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты с линзовидными телами клинопироксенитов, превращенных в горнблендиты, и средне-мелкозернистых габбро, превращенных в ортоамфиболиты, с пироксеном, нацело замещенным роговой обманкой, а затем частично актинолитом и сильно соссюритизированным плагиоклазом. Этот полосчатый комплекс прорван многочисленными дайками габбро-диабазов и диабазов, обладающими четкими зонами закалки и разными простираниями. Габбро-диабазы и диабазы сильно зеленокаменно изменены, амфиболизированы, затем актинолитизированы, соссюритизированы, альбитизированы. Под микроскопом видны реликты диабазовой и офитовой структур, раскисленный плагиоклаз и разнообразные вторичные минералы – соссюрит, актинолит, альбит, кварц и другие. Мощность слоя 20 м.

Выше по разрезу количество даек быстро увеличивается, пироксениты в междайковых зонах исчезают, сохраняются скрины средне-мелкозернистого габбро, зажатые между дайками и окруженные четкими зонами закалки. Плагиоклаз в габбро сильно соссюритизирован, в реликтах раскислен, сохранились реликты клинопироксена, замещенного роговой обманкой, по которой развивается агрегат актинолита. Дайки образуют параллельные серии, обычно с односторонними закалками. Редко встречается пересечение даек. Диабазы в дайках также сильно изменены.

При прослеживании слоя даек, имеющего мощность 30–40 м, при ширине выхода 150–200 м по простиранию видно, что дайки слагают отдельные блоки, в которых они параллельны, но ориентировка их от блока к блоку меняется (рис. 18).

Западнее, выше по разрезу исчезают закальные зоны между дайками, выделение даек становится невозможно, и дайковый комплекс переходит в пологозалегающее тело габбро-диабазов, в которых наблюдается незакономерно изменяющаяся зернистость, появляется субгоризонтальная отдельность, подчеркнутая расплывчатыми зонами закалки, исчезающими по простиранию. Местами в этих зонах наблюдаются брекчии диабазов, среди которых встречаются гнезда пегматитов, представленных крупными зернами роговой обманки, сцементированными тонкозернистым черным диабазом. Более крупные гнезда пегматигов обладают лейкократовым мелкозернистым альбитовым ядром и крупнозернистой альбит-роговообманковой оторочкой. Диабазы имеют габбро-офитовую структуру, содержат реликты авгита, зелено-каменно изменены, соссюритизированы, альбитизированы, амфиболизированы, затем актинолитизированы и окварцованы. Габбро-диабазы прорваны отдельными дайками более мелкозернистых диабазов второй генерации. Мощность пластового тела габбро-диабазов около 50 м.

Выше по разрезу количество даек диабазов второй генерации быстро возрастает, и они слагают типичный комплекс параллельных даек, имеющих одинаковую ориентировку в отдельных блоках и меняющих ориентировку от блока к блоку. Падение даек всегда субвертикально. В скринах, окруженных четкими закальными зонами, встречаются габбро-диабазы первой генерации и изредка средне-мелкозернистые габбро расслоенного комплекса. Диабазы второй генерации также сильно зеленокаменно изменены, в них развиваются вторичные альбит, актинолит, кварц, первичные минералы, и офитовая структура сохраняется в реликтовой форме. Мощность этого дайкового комплекса 250–300 м.

Выше по разрезу дайки сливаются в единое субгоризонтальное диабазовое тело, закальные зоны в дайках исчезают, появляется пологая отдельность, подчеркнутая расплывчатыми зонами более тонкозернистых диабазов. Вверху встречаются крупноглыбовые диабазовые брекчии и изредка миндалекаменные диабазы. Диабазовое



Рис. 18. Схематическая геологическая карта на участке долины широтного течения р. Урал 1 – современные аллювиальные отложения; 2 – террасовые комплексы р. Урал; 3 – серпентинитовый меланж; 4 – силурийские (?) подушечные базальты; 5–7 – диабазовый комплекс второй генерации: 5 – верхный комплекс параллельных даек, 6 – формации магматического очага, 7 – нижний комплекс параллельных даек; 8, 9 – дайковый комплекс первой генерации: 8 – фации магматического очага, 9 – нижний комплекс параллельных даек; 10 – расслоенный габбро-гипербазитовый комплекс; 11 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 12 – шарьяж; 13 – элементы залегания подушечных лав; 14 – элементы залегания отдельностей в диабазовых магматических очагах; 15 – элементы залегания диабазовых даек.

тело имеет мощность около 100 м. Диабазы в нем сильно зеленокаменно изменены, альбитизированы и окварцованы.

Выше по разрезу обособляются дайки диабазов, они слагают типичный комплекс параллельных даек, причем дайки всегда субвертикальны, в разных блоках имеют разную ориентировку, а внутри каждого блока дайки параллельны, и только изредка встречаются тонкие секущие диабазовые просечки. Среди даек на правобережье р. Урал встречены крупные вытянутые линзовидные скрины мощностью до 2–3 м среднезернистых габбро расслоенного комплекса (рис. 19, А), но обычно встречаются более мелкие скрины линзовидной (см. рис. 19, Б, В), реже овальной формы, всегда окруженные четкими зонами закалки. Габбро в скринах сильно зеленокаменно изменено, часто превращено в кварц-роговообманковый диорит. Диабазы подверглись вторичной амфиболизации, затем актинолизации, соссюритизации, альбитизации и окварцеванию. Мощность верхнего диабазового слоя около 200 м.

Выше по разрезу, в основании перевернутого крыла антиклинальной складки, наблюдаются подушечные лавы с четким зональным строением подушек, обогащенными по периферии кварц-альбитовыми вариолями и миндалинами. Межподушечные треугольники выполнены сильно рассланцованным гиалокластитом. Изредка встречаются брекчиевидные лавы и брекчии из спекшихся обломков. Встречены также маломощные прослои зеленых кремнистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Шаровые лавы сильно зеленокаменно изменены, обладают порфировой структурой и спилитовой или вариолитовой структурой основной массы. Плагиоклаз, представленный андезином, соссюритизирован, пироксен замещен роговой обманкой, а затем актинолитом. Лавы, имеющие видимую мощность около 300 м, прорваны многочисленными дайками диабазов второй генерации, так что в нижней



Рис. 19. Скрины габбро среди диабазов второй генерации (зарисовки обнажений) *А*, *Б*, *В* – различные типы соотношений габбро и диабазов

1 – осыпь; 2 – среднезернистое расслоенное габбро; 3 – мелкозернистый габбро-диабаз; 4 – зоны закалки в дайках

части слоя они сохраняются в виде скринов, и только выше слагают более крупные блоки.

На этом разрез обрывается по пологому шарьяжу, висячее крыло которого сложено породами, описанными выше, а лежачее – серпентинитовым меланжем.

Изученный разрез по р. Урал полностью аналогичен стандартному разрезу офиолитового комплекса, однако в нем удалось изучить некоторые важные подробности, дающие ответ на генезис офиолитовой ассоциации.

Важно отметить, что диабазовые комплексы и генетически связанные с ними эффузивы, несомненно, являются более молодыми по отношению к габбро-гипербазитовому комплексу. К моменту становления диабазового комплекса расслоенный комплекс габбро и гипербазитов был уже целиком сформирован и находился в холодном состоянии. Диабазовый комплекс формировался внутри габбро-гипербазитового, и последний сохранился в виде скринов. Скрины габбро наблюдаются среди даек под шаровыми лавами, что указывает на излияние лав на габбровое основание.

Комплекс параллельных даек образовался при интенсивном раздвигании (растекании) габбрового основания. На это указывает тот факт, что его остатки (скрины) составляют не более 5% от общей массы "слоя", сложенного дайками.

Дайковый комплекс формировался длительно, по крайней мере в два этапа, на что указывает присутствие двух поколений диабазов. Проникновение даек происходило из субгоризонтальных магматических очагов, залегающих очень Химические анализы различных пород из офиолитовых комплексов

				· ·			
Район	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
Южный Урал.	Габбро среднезернис-	49.98	0.93	13.25	1.92	6.94	0.11
Хабарнин-	тое расслоение	57,04	0,26	15,72	2,34	7,33	0.17
ский массив, (скрин)		55,50	0,59	16,82	2,06	5,76	0,10
разрез по	Габбро-диабаз перво-	51,26	0,68	15,68	2,63	4,51	0,10
р. Урал	вого комплекса	51,82	0,59	15,42	0,92	6,50	0.10
•••	(скрин)	52,62	0,51	14,92	1,28	6,03	0,14
	Диабаз второго комп-	52,91	0,51	13,67	0,76	5,32	0,10
	лекса	54,85	0,60	15,88	1,39	4,89	0,13
		54,26.	0,68	14,33	1,36	5,96	0,17
		56,84	0,85	15,39	3,21	5,94	0,10
		52,64	0,55	16,19	1,13	5,41	0,14
	Спилит	51,96	0,51	14,10	3,49	4,33	0,10
	Туф	54,19	0,51	13,75	1,33	6,43	0,24
	Пегматит меланокра-	51,51	0,25	12,10	1,09	4,85	0,10
	товый		•	•		,	
	Пегматит аплит	57,88	0,43	18,56	1,90	1,74	0,03
Войкаро-	Габбро полосчатого	45,62	0,27	18,03	5,38	7,04	0,23
Сынынский	комплекса	46,16	0,17	22,50	1,07	5,44	0,10
офиолитовый		43,80	0,51	18,08	3,79	8,38	0,13
комплекс По-	Междайковый бласто-	53,00	0,63	13,80	0,72	7,37	0,05
лярного Ура-	милонит				-	•	ŕ
ла [Путево-	Диабаз комплекса па-	49,70	0,90	15,70	2,37	10,30	0,20
дитель,	раллельных даек	47,60	1,64	14,70	2,20	12,60	0,18
1978]	Жильный микропла-	74,10	0,28	12,40	1,44	4,06	0.05
•	гиогранит в дайковом		,	, -	,	.,	-,
	комплексе						
	Кварцевый диорит	57,70	0.16	17,30	1,16	7,84	0,12
	Тоналит	60,50	0,40	16,20	2,00	5,05	0,09
2	Boogur	20.00	0.02	1.56	0.05	6 96	0.12
Саян. Курту.	Вебатерит	40.00	0,05	2.05	357	0,05	0,13
саяц курту-		52 00	0.30	2,05	0.08	7 41	0,13
oduonutopu#	DOMCOUNT	52,90	0,50	5,60	0,90	7,41	0,14
тодо	Неопиоволисе габбро	40.10	0.30	17 10	1 27	1 51	0.11
IIONG	Троктопиты (среднее	45 90	0,50	15 50	2 4 1	6 80	0,11
		43,70	0,15	15,50	2,41	0,00	0,15
	Пионения зионтитовое	43 30	0.06	19.60	2 35	4 02	0.11
	габбро (среднее из се-	45,50	0,00	17,00	2,55	4,02	0,11
	на знапизов)						
	Эвкриты (среднее из	49 20 ·	0 30	19.10	3.60	3 90	0.11
	иетырех знапизов)	47,20	0,50	17,10	5,00	3,70	0,11
		51.10	1 54	18 20	157.	5 56	0.10
	(среднее из прух ана-	01,10	1,0 .	10,20	1,07	0,00	0,10
	лизов)						
	Лайко-) Микрогаб-	55.30	0.30	9.10	1.81	6.66	0.14
	вый бро	- ,	-,- •	-,	-,	-,	-,- ·
	комп- Диабаз	53,70	0.38	11.40	0.47	7.57	0.07
	лекс Диабаз	53.20	0.40	15.40	1.33	6.50	0.14
	р.Ко- Лиабазовый	55.50	0.50	16.30	2.24	5.98	_
	тисифод Дор	,- 0	-,	,	-,- ·	-,,,	
	Метабазиты р. Коярл	46.80	2.59	15,50	3.90	8,15	0.18
	(среднее из семи ана-	-,-•	-,- /	,	-,	-,	-,
	лизов)						

MnO	CaO	Na2O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H2O [−]	CO2	С	P205	Сумма
 11.35	9,45	3,08	0,42	1.60	0.38	Нет	Нет	. 0.11	99.52
7,12	9,83	1,64	0,34	1,56	0.30	"	**	0.03	99.68
5,13	6,64	3,27	0,96	2,31	0.36	**	**	0.08	99.58
7,40	12,48	3,56	0.21	0,68	0.22	· ••	"	0.21	99.62
9,59	8,05	3.89	0,45	1,71	0.43	"	**	0.07	99.54
9,92	6.89	4.03	0.90	2.40	0.48	"	"	0.04	100.16
11,22	8,78	3,75	0,37	1,76	0.36	**	**	0.10	99.61
8,33	8,06	3,84	0,48	1,66	0,33	**	**	0.08	100,52
8,89	9,70	1,85	0,24	1,75	0,28	**	**	0,07	99,54
4,14	3,86	6,64	0,34	1,83	0,32	"	"	0,11	99,57
9,48	7,23	4,22	0,37	1,82	0,28	**	**	0,08	99,94
7,99	13,88	0,82	0,19	1,51	0,23	0,40	"	0,06	99,57
8,92	6,77	3,27	0,40	2,32	0,32	1,05	"	0,03	99,54
14,63	10,16	1,85	0,80	1,79	0,39	Нет	,,	0,03	99,55
2,08	10,30	5,61	0,19	0,46	0,36	17	••	0,05	99,59
0.15	12.04	0.66	0.04	0.1	6	Цори	На ан	Цали	00 45
8 37	15.01	0,00	0,04	0,1	5	nc an. »	nc an. "	nc an.	100.12
9.03	13,01	0,35	0,00	17	8	"	"	**	100,12
8.76	9.79	4 76	0.10	1,7	3	0.39	**	0 10	99.62
0,20	3,23	4,20	0,10	1,0	5	0,39		0,10	99,02
9,36	10,10	2,17	0,49	2,1	3	0,10	**	0,16	103,56
6,23	8,20	3,24	0,27	1,6	6	0,10	**	0,53	99,05
0,35	1,04	5,28	0,10	0,4	4	0,11	"	0,02	99,46
3.29	6.84	3.70	0.95	Не ан.	Не ан.	Не ан.	••	0.17	99.23
3.21	5.99	3.26	1.93	**	,,	"	**	0.19	98.32
40.00	2,40	0.16	-,,,-	()					00.05
40,80	3,49	0,15	_	6,0	D 0 -	не опр.	не опр.	_r	99,35
21,90	10,00	0,03	Сл.	2,2	2			-	99,99
17,10	14,10	0,30	0,06	2,1	3			0,05	99,35
8,38	14,80	1,50	0,02	2,1	0	"	**	_	99.32
12,10	12,20	1,31	0,11	3,5	0	••	* **	-	100,20
9,05	16,10	1,55	0,17	3,3	1	**	"	-	99,88
							-		
5,65	10,60	3,09	0,30	2,6	0	••	••	_	99,49
5,77	8,97	3,62	1,10	1,7	2	**	**	-	99,25
11,90	10,30	1,25	0,08	1,9	0	**	**	0,18	99,02
10.10	0.60	2.26			•	••	••	0.00	00.00
764	7,37 0 70	2,33	0,07	3,30	U 0		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	0,09	99,29
1,04 5 6 5	7,/U 9.00	2,30	0,24	2,2	0		**	0,09	99,14
3,03	0,09	2,00	0,06	2,3	U			0,04	99,37
5,90	7,64	3,64	0,57	4,7	2	**	"	0,30	9 9,89
									•

урала, Западного Саяна и Монголии, вес. %

Таблица 1 (окончание)

Район	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	
Цеңтральная Монголия,	Габбро крупнозернис- тое, обеленное	42,12	0,26	20,70	1,34	3,13	0,08	I
массив горы Эрдени-Ула	Габбро крупнозернис- тое из магматической брекчии	46,14	0,26	22,02	1,08	2,18	0,07	
	То же, мелкозернис- тое	49,05	0,30	15,38	2,78	3,04	0,10	
	Габбро-диабаз перво- го комплекса	49,18	1,53	15,31	2,86	5,98	0,16	
	Диабаз второго комп- лекса	47,20	1,53	15,94	3,37	6,11	0,14	
	Базальт из вышележа- щей толщи	48,92	1,40	13,53	4,16	6,60	0,17	
	Габбро мелкозернис- тое, рвущее вышеле- жащую голщу	49,71	0,51	15,23	2,37	3,85	0,11	
Центральная Монголия	Габбро светло-серое, крупнозернистое	46,12	0,17	25,02	1,17	1,34	0,04	
	Габбро серое, круп- нозернистое	45,99	0,25	19,80	2,00	2,69	0,07 、	
	Диабаз, силл	51,64	0,60	15,10	1,72	4,90	0,11	
Баян-Хонгор-	Габбро-диабаз перво-	48,39	2,72	13,72	3,94	7,84	0,21	
ский офиоли-	го комплекса	46,91	1,31	13,09	3,08	6,80	0,17	
товый пояс	Диабаз второго комп- лекса	47,65	1,87	13,66	3,33	7,02	0,16	
	Базальт (спилит)	52,00	1,96	12,24	4,02	6,71	0,17	
	Базальт вышележащей (?) толщи	45,69	2,57	13,79	5,36	7,41	0,20	
Центральная Монголия,	Пироксениты (среднее из трех анализов)	51,39	0,05	3,00	10,4	3	0,24	
Хан-Тайши- ринский офи- олитовый комплекс	Пироксеновое габбро (среднее из пяти ана- лизов)	49,05	0,12	18,43	7,7	4	0,13	
	Междайковые поро- ды (среднее из шести анализов)	57,31	0,26	13,87	6,5	0	0,12	
	Днабазы даек в габбро (среднее из двух ана- лизов)	55,81	0,14	13,95	7,5	1	0,12	
	Диабазы комплекса параллельных даек (среднее из шести анализов)	54,87	0,17	12,55	8,2	7	0,16	
	Базальты подушечные (среднее из 11 анали- зов)	54,44	0,39	14,35	10,3	5	0,18	

Примечание. Химические анализы пород Куртушибинского пояса взяты из работы Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономарева [1977], Хан-Тайширского комплекса – из статьи Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина [1978], Войкаро-Сыньинского комплекса из Путеводителя экскурсий "Офиолиты Полярного Урала" [1978], остальные анализы сделаны в химической лаборатории ГИН АН СССР.

7	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	н ₂ 0 ⁺	H ₂ 0 ⁻	CO2	С	P205	Сумма
							11	Î		
	12,30	11,09	1,52	0,13	5,63	0,85	Нет	Her	0,02	99,58
		10.00	• • •							
	6,69	13,93	2,63	0,66	3,95	0,68	**	**	0,01	100,30
	10,45	13,80	2,35	0,27	1,65	0,50	**	"	0,01	99,68
	0.25	0.00								
	8,25	8,90	3,93	0,44	2,37	0,60		,,	0,16	99,67
	9,94	7,14	3,84	0,13	3,38	0,64	**	**	0,11	99,65
			•							
	8,15	9,36	3,76	0,27	3,06	0,63	**	"	0,11	.100,12
	8.67	13.43	3.23	0.24	1.70	0.52	> 9	••	0.01	99.58
	0,01	10,10	5,25	0,21	1,	0,01			0,01	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,
			. •							
	· 4, 77	16,02	2,21	0,44	2,25	0,53	>> .		0,02	100,10
	0.02	15.20	1 71	0.12	2.65	0.62	,,	,,	0.01	100.16
	9,03	15,30	1,/1	0,13	2,05	0,53			0,01	100,10
	8,18	12,05	3,06	0,48	1,08	0,58	"	"	0,03	99,53
	6.02	9,59	3,93	0.44	1,99	0,55	"	**	0,32	99,66
	10.56	11.56	2 4 2	0 34	2 61	0.59	,,	**	0 14	99.63
	8.72	10.94	2.97	0.34	2.34	0.61	"	**	0.23	99.87
	-,	- •-								
	6,12	8,88	4,37	0,41	2,02	0,42	"	**	0,23	99,54
	5,17	12,00	0,19	0,10	4,26	0,63	**	**	0,17	99,54
				,			_			
	22,79	8,98	0,12	0,02	1,9	8	Не опр.	Не опр.	He onp	•
	7.16	12.54	1.16	0.05	3.3	5	**	**	"	
	· ,		-,	-,		-				
						-				
	7,09	6,74	3,71	0,56	2,2	7				
	8,83	9,60	3,30	0,10	2,6	1	"	"	**	
	10.21	7 1 2	2.05	0.27	2.9	4	**	**	,,	
	10,21	1,12	5,05	0,27	3,0	v				
	a = 1	_								
	6,24	5,35	4,37	0,12	4,1	4	**	**	"	

.

•

неглубокого от поверхности и выраженных ныне субгоризонтальными телами диабазов и габбро-диабазов. Даек, просекающих дунит-гарцбургитовый комплекс, по которым могла проникать базальтовая магма с глубины, не наблюдается.

Следует отметить, что петрохимические особенности базальтоидной части офиолитового комплекса обусловлены сильными зеленокаменными изменениями, происходящими с привносом кремнезема, натрия и выносом кальция и титана. В связи с этим базальты, диабазы и габбро из скринов приближаются по своему составу к андезито-базальтам (табл. 1).

Дайковый комплекс фиксирует зону раздвигания—"растекания" верхних горизонтов океанической коры. Однако, как видно из карты (см. рис. 17), дайковый комплекс распространен не по всей периферии гипербазито-габбрового массива, а концентрируется в его западной части. Только в этой части массива в результате "растекания" почти нацело уничтожена габбровая часть разреза, которая сохранилась только в виде отдельных скринов среди даек. Однако в других частях массива габбровый член офиолитового разреза прекрасно сохранился и достигает достаточно большой мощности, а дайковый комплекс отсутствует.

Можно предположить, что близповерхностные зоны "растекания" с формированием комплексов параллельных даек не образовали сплошного "пласта" в верхней части океанической коры, а были пространственно ограничены. Прямым доказательством этого был бы непосредственный переход вулканических базальтов второго слоя с пород дайкового комплекса на породы гипербазито-габбрового основания. К сожалению, Хабарнинская пластина представляет тектонический останец, окруженный со всех сторон тектоническими контактами, и отсутствие тех или иных элементов разреза может быть объяснено тектоническим срезанием дайкового комплекса при шарьировании Хабарнинской пластины. Однако если дайковый комплекс образовывал некогда повсеместный "слой", залегающий между лавами и габброгипербазитовыми породами, то остается неясным, почему не наблюдается хотя бы отдельных даек, уходящих внутрь габброидов в тех местах, где этот комплекс отсутствует вторично. Более вероятным представляется первичная латеральная ограниченность дайкового комплекса.

Войкарский массив

Дайковый комплекс на Полярном Урале приурочен к юго-восточному краю Войкарского габбро-гипербазитового массива. Этот комплекс был выделен сравнительно недавно и изучен еще очень недостаточно [Савельев, Савельева, 1977; Тектоника Урала, 1977; Путеводитель..., 1978; Перфильев, 1979].

Войкарский габбро-гипербазитовый массив разграничивает на Полярном Урале мио- и эвгеосинклинальные зоны. Эвгеосинклинальные комплексы слагают сложно построенный пакет тектонических пластин, надвинутый на северо-запад на нижнесреднепалеозойские сланцевые комплексы миогеосинклинальной зоны. Войкарский массив слагает нижнюю часть этого пакета и построен достаточно сложно. Плоскость надвига, по которому надвинуты эвгеосинклинальные серии, наклонена на юго-восток под углом 40–50°.

Войкарский массив представляет крупную изоклинальную антиклиналь, запрокинутую на северо-запад. Ядро антиклинали сложено гарцбургитами, а крылья габброидами и амфиболитами. Северо-западное крыло (перевернутое) этой антиклинали сохранилось не повсеместно, местами оно срезано надвигом, разделяющим мио- и эвгеосинклинальные зоны. Осевая плоскость изоклинальной складки и плоскость надвига субпараллельны.

Надвиг, ограничивающий изоклинальную складку снизу, в северном направлении постепенно срезает габбровую оболочку перевернутого крыла и в северной части массива сохраняется только гарцбургитовое ядро и габброиды висячего крыла, надвинутые на палеозойские толщи миогеосинклинальной зоны (А.А. Савельев, Г.Н. Савельева, глава пятая в настоящей книге). Судя по геофизическим данным, гарцбургиты вниз по падению выклиниваются и, таким образом, Войкарская складка, как и Хабарнинская, имеет пережатое гарцбургитовое ядро. Анализ метаморфических преобразований пород висячего и лежачего крыльев складки, соотношения этой складки со структурами вышележащих комплексов и данные о времени формирования складки позволяют предположить модель формирования структуры Войкарского массива [Ленных и др., 1978; Перфильев, 1979].

На первых стадиях тангенциальное сжатие реализовалось в образовании гигантской лежачей складки. Вероятно, ее висячее крыло было осложнено целым каскадом лежачих складок второго порядка. Эти структуры в данном районе формировались, по крайней мере, уже в конце силура.

По мере дальнейшего горизонтального сжатия лежачая складка была сорвана по нескольким субгоризонтальным плоскостям, примерно параллельным осевой плоскости складки. Дальнейшее развитие заключалось в надвигании гигантской эвгеосинклинальной пластины на миогеосинклинальную область западного склона (или пододвигании последней под эвгеосинклинальные образования). Фрагменты лежачей складки сохранились в нижней части эвгеосинклинальной пластины. Эти однонаправленные движения продолжались очень долго, но с разной интенсивностью в разное время. Во всяком случае, на севере массива Рай-Из гипербазиты надвинуты даже на отложения нижнего карбона [Перфильев, 1968; Дергунов Молдаванцев, 1976].

Наиболее полный разрез океанической коры (офиолитового комплекса) сохранился в висячем крыле Войкарской складки, наклоненном на юго-востоке чод углом 30–50°. Нижняя часть разреза сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса (ядро складки), строение которого описано в работах А.А. Савельева и Г.Н. Савельевой [1977]. Структурно выше гарцбургитов спорадически прослеживаются дуниты, отличающиеся от дунитов дунит-гарцбургитового комплекса несколько большей крупностью зерен и пониженной железистостью оливинов.

Вышележащий полосчатый перидотито-габбровый комплекс представляет чередование клинопироксенитов, верлитов, меланократовых оливин-клинопироксеновых и клинопироксенитовых габбро и дунитов. Для оливинов этого комплекса характерна повышенная железистость [Морковкина, 1967]. Отмеченные выше породы связаны между собой постепенными переходами или имеют резкие границы.

По своему строению полосчатый комплекс представляет частое чередование слоев и линз пород разного состава, связанных между собой постепенными переходами или имеющих резкие границы. Мощность слоев и линз пород разного состава колеблется от первых сантиметров до 10–15 м. Обычно слои довольно быстро выклиниваются по простиранию (через 100–200 м) и представляют сильно вытянутые линзы. В породах полосчатого комплекса очень широко развиты структуры будинажа, складки волочения и течения. Будины серпентинизированных перидотитов окружены пироксенитовой реакционной оторочкой. Это говорит о том, что структуры тектонического разлинзования возникли до формирования или одновременно с формированием наблюдающегося минерального парагенезиса, а не после этого. Мощность полосчатого комплекса не превышает первых сотен метров.

Вышележащий комплекс пород представлен различными габброидами. В его состав входит габбро, не отличимое от габбро полосчатого комплекса, амфиболовое и амфибол-пироксеновое габбро (массивное и полосчатое) и амфиболиты разных генераций. Среди габбро встречаются линзы клинопироксенитов и серпентинизированных гипербазитов. В полосчатых габбро наблюдаются складки течения, залеченные внутриформационные разломы, будинаж и т.д. Подробное описание этого комплекса имеется в работах В.Ф. Морковкиной [1967], А.А. Савельева и Г.Н. Савельевой, А.А. Ефимова [Путеводитель..., 1978]. Мощность габброидного комплекса достигает 5–6 км.

Структурно выше габброидов (юго-восточнее) выделяется толща диабазов и габбро-диабазов дайкового комплекса. По данным А.А. Савельева и Г.Н. Савельевой [1977], полоса пород, сложенных диабазами и габбро-диабазами, под некоторым углом срезает структуры подстилающих габброидов. Юго-восточнее диабазов прослеживается широкая полоса плагиогранитов и тоналитов, имеющих интрузивный контакт с диабазами или непосредственно с габброидами, их подстилающими.

По данным А.А. Савельева и Г.Н. Савельевой [1977], по контакту между тоналитами и обрамляющими их с северо-запада диабазами или габброидами, развиты бластомилониты плагиоклаз-роговообманкового состава. Бластомилониты содержат блоки диабазов, габброидов и гипербазитов. Плагиограниты в виде жил прорывают диабазовый комплекс, они сформировались, несомненно, позднее. Возраст тоналитов и плагиогранитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 420-440 млн. лет [Лупанова, Маркин, 1964].

Породы полосчатого (перидотито-габбрового), габбрового и диабазового комплексов имеют генеральное юго-восточное падение. Однако более детальное картирование этих комплексов позволило выделить в его строении частные тектонические пластины, дополнительные складки, продольные и поперечные разломы разных уровней глубинности и т.д.

В результате этого простая последовательность комплексов нередко нарушается, и отдельные члены офиолитового разреза могут повторяться [Путеводитель..., 1978; Перфильев, 1979].

Тоналиты и плагиограниты слагают мощное (не менее 1–2 км) пластообразное тело, перекрывающее разрез офиолитовой ассоциации и деформированное в целом согласно с ним. Юго-восточнее и структурно выше располагаются разнообразные вулканогенно-осадочные толщи девонского возраста, вулканиты которых в основном представлены породами андезито-базальтового и андезитового состава. Они характеризуют переходную (островодужную) стадию развития палеоокеанической структуры и заведомо моложе всех пород офиолитовой ассоциации.

Охарактеризованный выше разрез представляет разрез коры островной дуги, заложенный на океаническом основании. Нижняя часть разреза (офиолитовая ассоциация) сложена породами океанической коры и верхней мантии (гипербазиты, габбро и диабазы), а верхняя (плагиогранит-тоналиты и перекрывающие их вулканогенно-осадочные толщи) — более молодыми комплексами, отвечающими стадии формирования самой вулканической дуги. В разрезе отсутствуют базальты и осадочные породы, отвечающие второму и первому слоям океанической коры. Вероятнее всего, на месте этой части разреза сформировались тоналиты и плагиограниты, так как среди них известны ксенолиты пород базальтового состава и микрокварцитов. Не исключено также, что частично эти породы не отделены от девонских вулканогенно-осадочных серий островодужной ассоциации.

Диабазовый комплекс был изучен в самые последние годы А.А. Савельевым, Р.Г. Язевой и А.А. Ефимовым [Путеводитель..., 1978]. Он представлет толщу, состоящую из габбро-диабазов и даек диабазового состава, с редкими скринами вмещающих пород.

Эта толща, в целом, залегает субсогласно с подстилающими габброидами и гипербазитами, хотя, как отмечалось, нижняя ее граница дискордантна к внутренней структуре габброидов.

Разрезы диабазового комплекса по простиранию несколько меняются. На р. Малая Лагорта, по данным А.А. Савельева, нижняя часть диабазового комплекса сложена габбро-диабазами, частично амфиболизированными и преобразованными в пятнистые амфиболовые габбро-пегматиты. Мощность этой части разреза составляет 600 м. Верхняя часть разреза, мощность которой оценить трудно, сложена, по данным Р.Г. Язевой, дайками диабазового состава [Путеводитель..., 1978]. Это в основном афировые плагиоклаз-пироксеновые диабазы и плагиоклазовые диабазовые порфиры, сильно амфиболизированные. Афировые диабазы образуют серию субвертикальных параплельных даек мощностью до 2 м. Диабазовые порфириты относятся к более поздней генерации и пересекают дайки ранней генерации под разными углами. Самые поздние в комплексе – отдельные дайки альбитофиров, близки по составу к плагиолипаритам. Скрины в дайковом комплексе представлены апопироксеновыми горнблендитами и амфиболизированными габбро. Несколько иное строение имеет диабазовый комплекс, описанный А.А. Ефимовым и Р.Г. Язевой на р. Лагорта-ю [Путеводитель..., 1978]. Здесь развит типичный комплекс параллельных даек. В низах разреза наблюдаются только единичные дайки, рассекающие полосчатое габбро, неотличимое от рассмотренных выше габброидов офиолитового разреза. Мощность этой части разреза не превышает первых сотен метров.

Выше по разрезу количество даек увеличивается и почти весь комплекс сложен параллельными дайками афировых диабазов. Описаны односторонние закалки даек и другие характерные признаки, отмеченные выше, при рассмотрении Хабарнинского дайкового комплекса. Только наиболее поздняя генерация диабазов образует секушие вствящиеся дайки. Мощности параллельных даек примерно одинаковы и не превышают первых метров. Диабазы комплекса сильно амфиболизированы, но в них отмечены реликты лейст зонального плагиоклаза и моноклинный пироксен.

Параллельные дайки рассечены отдельными дайками крупнопорфировых плагиоклазовых диабазовых порфиритов, имеющих другое простирание, и секущие жилы кварцевых альбитофиров.

Скрины в этой части разреза представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, имеющими неправильно округлую форму до 20 м в поперечнике. Вмещающие их диабазы всегда имеют кайму закалки. Более высокие части разреза диабазового комплекса не известны.

Диабазовые комплексы на Полярном Урале, как и в Хабарнинском массиве, в основном представлены комплексом параллельных даек. Дайки имеют почти вертикальное падение. Их простирание от места к месту несколько меняется. Однако в каждом конкретном случае они остаются параллельными друг другу. Состав диабазов изучен еще недостаточно, но по имеющимся материалам (см. табл. 1) они близки диабазам Хабарнинского массива, отличаясь от них несколько меньшей кремнекислотностью, что может быть связано с разным характером вторичных изменений в тех и других. Диабазы Полярного Урала петрохимически близки толеитам срединно-океанических хребтов, отличаясь в основном более низкими содержаниями TiO₂. Последнее обстоятельство, вероятно, имеет региональное значение для Урала вообще [Перфильев, 1979].

Так же как и для Хабарнинского массива, уверенно устанавливается, «то диабазы внедрялись в уже сформированный гипербазито-габбровый субстрат, причем и здесь диабазы фиксируют "растекание" (спрединг) самых верхних горизонтов этого субстрата.

В отличие от Хабарнинского массива, где таким субстратом были габброиды, здесь субстратом являются в основном гипербазиты. На это указывает состав скринов в дайковом комплексе. Габброиды подстилают породы диабазового комплекса и только в нижних частях дайковых комплексов участвуют в составе скринов.

На Полярном Урале неизвестны остатки плоских магматических камер, аналогичных описанным в Хабарнинском массиве. Не исключено, что они будут в дальнейшем выделены в разрезе р. Лагортаю. Однако в разрезе р. Малая Лагорта гомологом такой магматической камеры могут быть габбро-диабазы нижних частей разреза диабазового комплекса. К сожалению, непосредственные соотношения параллельных даек с габбро-диабазами не изучены.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

В Западном Саяне породы офиолитовой ассоциации слагают три протяженных пояса (рис. 20) в Джойском, Борусском и Куртушибинском горстах, сложенных сериями офиолитовых пластин и в меньшей степени – более молодыми образованиями. Верхние эффузивно-осадочные члены офиолитовой ассоциации по собранным органическим остаткам относятся к венду-нижнему кембрию [Владимирский, Задорожная, 1967; Щеглов и др., 1967; Херасков, 1975]. К сожалению, нижние члены офиолитовой ассоциации в Западном Саяне плохо изучены.

6. Зак. 1382



Рис. 20. Схема расположения офиолитовых поясов Западного Саяна

I – Южно-Минусинская впадина; 2 – Хансыно-Амильский горст-антиклинорий; 3 – Майский антиклинорий; 4 – офиолитовые пояса (горсты): 1 – Джойский, 2 – Борусский, 3 – Куртушибинский; 5 – участок детального исследования (см. рис. 22); 6 – Джебашский синклинорий; 7 – Центрально-Западно-Саянский синклинорий, 8 – Хемгинско-Систегхемский прогиб и Таджинская впадина; 9 – структуры Горного Алтая

Куртушибинский горст

В последние годы в Куртушибинском горсте в верхнем течении р. Коярд (в районе Саянского месторождения асбеста) офиолитовый комплекс был детально исследован на небольшой площади А.К. Сибилевым [1977], Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревым [1977], П.П. Кузнецовым [1976] и др. Один из авторов настоящей работы совместно с О.В. Ляшенко исследовал разрез офиолитовой ассоциации в верховьях р. Левый Коярд и составил его разрез (рис. 21). Условия обнаженности там не позволили изучать строение ассоциации по площади, но разрез хорошо обнажен по руслу правой составляющей р. Левый Коярд.

По широтному отрезку русла снизу вверх по течению обнажен разрез одной из офиолитовых пластин, в целом полого погружающейся на юг. В видимом основании разреза залегают гарцбургиты, сильно серпентинизированные, местами полосчатые. Полосчатость имеет северное падение под углами 25–30°. Гарцбургиты нередко тектонизированы.

Выше по ручью и по разрезу появляются крупнозернистые серпентинизированные клинопироксениты иногда со слабой полосчатостью, имеющей северо-западное падение под углом 25°. В пироксенитах по трещинам развиваются расплывчатые зоны, обогащенные плагиоклазом, при этом образуются плагиоклазовые пироксениты, местами переходящие в габбро, иногда гигантозернистое. В пироксенитах встречаются угловатые вытянутые и изометричные крупные и мелки глыбы серпентинитов, причем к контакту пироксениты становятся более мелкозернистыми, у серпентинитов образуется более светлая корочка в 2–3 мм и в них проникают жилки мелкозернистого серпентинита. Местами контакты обломков и цемента становятся расплывчатыми.

В верхней части слоя количество плагиоклазовых разностей пород увеличивается. Среди пироксенитов встречаются редкие дайки диабазов, обычно родингитизированных. Мощность слоя ориентировочная около 50 м.

Выше наблюдается пятнистое чередование меланократового габбро, троктолитов и пироксенитов. Контакты пироксенитов и габбро расплывчатые, габброидизация идет по трещинам, как крутопадающим так и пологим, создавая гигантобрекчиевую



Рис. 21. Геологическая карта участка в долине р. Левый Коярд (составили Н.Н. Херасков и О.В. Ляшенко)

1 – вллювиальные отложения; 2 – нижне-среднекембрийские зеленые метаморфические сланцы; 3 – венд-кембрийская спилито-фтанитовая сланцевая чингинская свита; 4 – комплекс параллельных даек: a – на карте, δ – на профиле; 5 – мелкозернистое габбро силлов; δ – пироксениты и плагиопироксениты; 7 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 8 – серпентиниты; 9 – серпентиниты рассланцованные; 10 – серпентинитовый меланж; 11 – граница тектонических покровов

структуру слоя в целом. Породы слоя секутся отдельными дайками диабазов, часто извилистой формы. Мощность около 30 м.

Выше обнажается серое мелкозернистое габбро или крупнозернистый габбродиабаз. Порода сильно зеленокаменно изменена, актинолитизирована, альбитизирована и окварцована. Контакт с нижележащим слоем задернован. В основании слоя наблюдаются обломки диабазов, погруженных в мелкозернистое габбро, что, возможно, связано с брекчированием закальной контактовой зоны. В мелкозернистом габбро местами появляются обособления среднезернистых габбро-пегматитов, вытянутые субгоризонтально, так что габбро становится неясно полосчатым.

Мелкозернистое габбро прорвано редкими дайками диабазов часто неправильной формы и кварц-плагиоклазовыми прожилками. Мощность слоя около 30 м. Верхний контакт тела мелкозернистых габбро представлен широкой зоной закального диабаза или дайкой диабаза.

Выше вновь обнажаются средне-мелкозернистые пироксениты актинолитизированные, в верхней части слоя с плагиоклазом. Мощность 5 м.

Еще выше выделяется клиновидное тело черного мелкозернистого габбро, переходящего к контактам в диабаз. В нем наблюдаются ксенолиты пироксенитов и среднезернистого габбро (рис. 22,Б), контакты которых с вмещающим мелкозернистым габбро то четкие закальные, то расплывчатые. Мощность тела 2–5 м.

И далее вверх по ручью вновь обнажаются мелко-, средне- и крупнозернистые актинолитизированные клинопироксениты. В нижней части встречены два крутопадающих полуметровых тела серпентинизированных лерцолитов, дайки диабазов и жилы плагиогранитов мелкозернистых, лейкократовых, мощностью до 30 см. Мощность слоя около 100 м.



Рис. 22. Зарисовка обнажения на левом берегу р. Левый Коярд (А – взаимоотношения пироксенитов, габбро и диабазов, Б – ксенолит среднезернистого габбро в габбро-диабазе) I – задернованные участки; 2 – маломощная дайка дигбаза; 3 – диабаз; 4 – его закальная

зона; 5 – мелкозернистое кислое габбро; 6 – среднезернистое габбро; 7 – клинопироксенит

Выше залегает черное мелкозернистое габбро, имеющее с пироксенитами резкий контакт с широкой зоной закалки, круто падающий на северо-запад. Контакт очень неровный, сложный. Здесь же присутствуют более поздние диабазовые дайки (см. рис. 22, A). Мелкозернистое габбро рассечено тонкими жилками плагиогранитов, которые в свою очередь прорваны дайками диабазов. Мощность слоя около 30 м.

Еще выше наблюдается шпировидно-полосчатый клинопироксенит-габбровый комплекс, внизу преобладают пироксениты, вверху габбро и троктолиты. Контакты между разностями постепенные, падающие на юго-восток под углами 30–60°. Мощность комплекса около 170 м. Породы комплекса сильно амфиболизированы, плагиоклаз нацело замещен соссюритом, встречается вторичный кварц.

Затем вновь появляется черное мелкозернистое габбро, сильно амфиболизированное, часто окварцованное, нередко брекчированное особенно вверху, где встречаются брекчии, состоящие из обломков мелкозернистого габбро, реже — клинопироксенитов, погруженных в цемент мелкозернистого лейкократового плагиогранита. Габбро и брекчии прорываются многочисленными дайками диабазов, имеющих субширотное простирание и крутые падения. Мощность слоя около 100 м.

Появляющиеся выше дайки диабазов занимают почти все пространство. Они имеют восток-северо-восточное простирание и крутое, чаще южное, падение. Мощность даек 0,6-4 м. В линзовидных скринах сохранилось черное мелкозернистое габбро, содержащее частые плагиогранитные прожилки. Местами встречается брекчия, состоящая из обломков мелкозернистого габбро, габбро-диабазов и диабазов, погруженных в диабазовый цемент. Диабазы в дайках сильно изменены актинолитизированы, эпидотизированы, альбитизированы, содержат то или иное количество вторичного кварца. Мощность слоя около 40 м.

Выше прослеживается аналогичный комплекс параллельных диабазовых даек, однако меняется состав скринов, которые встречаются редко и сложены пироксенитами, плагиоклазовыми пироксенитами, мелкозернистыми плагиогранитами. Дайки рассечены тонкими кварц-плагиоклазовыми жилками и в одном случае субширотной диабазовой дайкой. Мощность всего комплекса около 700 м. Возможно, в верхах его в скринах присутствуют эффузивы, несколько отличающиеся от диабазов даек комковатой отдельностью.

Структурно выше залегает тектоническая пластина, сложенная серпентинитовым меланжем, содержащим крупные глыбы микрокварцитов.

Таким образом, в Куртушибинской зоне Западного Саяна наблюдался нормальный разрез офиолитового комплекса без его верхних частей. Однако этот разрез имеет ряд особенностей, главнейшие из которых следующие.

В составе офиолитового комплекса встречено мелкозернистое габбро, несущее в себе черты, промежуточные между расслоенными габбро и диабазовым комплексом. С одной стороны, это габбро образует слои, залегающие первично субгоризонтально и чередующиеся со слоями пироксенитов, а с другой — габбро имеет четкие закальные контакты с клинопироксенитами и связанными с ними меланократовыми габбро.

Кроме промежуточного мелкозернистого габбро присутствуют диабазы, формирующие нормальный дайковый комплекс, образующийся в результате растекания габбро-пироксенитового слоя, в состав которого входит и мелкозернистое габбро.

Формирование мелкозернистого габбро и диабазов сопровождается довольно интенсивным кислым метасоматозом, макроскопически выраженным в появлении плагиогранитных жил и прожилков, образовавшихся как до диабазовых даек, так и секущих эти дайки. Под микроскопом в габбро и диабазах наблюдается интенсивная соссюритизация, альбитизация, замещение пироксена роговой обманкой, а затем актинолитизация, появление вторичного кварца. Эти вторичные изменения нашли отражение и в химизме пород. Так, по данным Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономарева [1977], мелкозернистое габбро и диабазы близки по составу к андезито-базальтам, как и на Южном Урале. Они также обогащены натрием, кремнеземом и обеднены кальцием и титаном.

Для описанного разреза характерно наличие на разных уровнях брекчиевых структур. В низах встречаются обломки серпентинитов в пироксените, выше наблюдались обломки габбро в диабазе и в мелкозернистом габбро. Кроме того, встречались обломки габбро и диабазов, сцементированные плагиогранитным материалом.

монголия

Изученные авторами офиолитовые массивы связаны с каледонскими структурами Юго-Западной Монголии (рис. 23). С юга каледониды обрамлены широкой полосой варисских структур, в составе которых также местами известны породы офиолитовой ассоциации, но преимущественно в виде различных серпентинитовых меланжей.

Офиолитовые массивы приурочены к Озерной эвгеосинклинальной зоне, сложенной венд кембрийскими сериями и к юго-западному краю Хангайского прогиба, выполненного в основном терригенными толщами нижнепалеозойского и девонскокаменноугольного возраста (Баян-Хонгорский офиолитовый пояс). Хангайский прогиб и Озерная зона разделены докембрийскими метаморфическими комплексами, включающими громадное количество гранитоидов очень широкого возрастного диапазона (от докембрия до верхнего палеозоя). Эти образования структурно отвечают южному окончанию Тувино-Монгольского докембрийского массива. С юго-запада Озерная эвгеосинклинальная зона ограничена терригенными сериями Монгольского Алтая, имеющими преимущественно нижне-среднепалеозойский возраст.

Породы офиолитовой ассоциации широко распространены в узкой полосе вдоль юго-западного и южного края Озерной зоны, где известно большое количество офиолитовых массивов. Наиболее крупные из них – массивы Эрдени-Ула и Их-Богдо, расположенные в восточной части зоны, где она почти целиком срезана структурами варисцид юга Монголии (рис. 23). В пределах этой полосы наиболее подробно



Рис. 23. Тектоническая схема каледонид юго-западной Монголии

1 - Южно-Монгольская варисцийская зона; <math>2 - Монгольско-Алтайская каледонская зона;3 - Тувино-Монгольский докембрийский массив; <math>4-9 - Озерная и Хангайская раннекаледонские зоны: <math>4 - гипербазито-габбровые массивы (включая серпентинитовые мелаюжи), 5 участки преимущественного распространения пород офиолитовой ассоциации, 6 - вулканоген $но-осадочный комплекс (V-<math>\epsilon_1$), 7 - сланцы с линзами известняков (V- ϵ_1), 8 - терригенные отложения дзагинской серии (PZ₁), 9 - песчаники и алевролиты хангайской серии (D-C₁); 10 - граниты разного возраста и связанные с ними вулканогенно-плутонические ассоциации; 11 - надвиги; 12 - разломы неясной морфологии. Буквами на карте обозначены гипербазито-таббровые массивы: 5 - Баян-Хонгорский, 50 - Байдерекский, X - Хан-Тайширский, 3 -Эрдени-Ула, M - Их-Богдо

был изучен массив Эрдени-Ула, расположенный в 80 км к западу от оз. Бон-Цаган-Нур, севернее Чандомань.

Несколько крупных массивов приурочено к северо-восточному краю Озерной зоны. Наиболее интересный из них — массив Хан-Тайшири, расположенный вблизи г. Алтай.

Массив Эрдени-Ула

На горе Эрдени-Ула офиолитовый комплекс залегает в виде четырех тектонических пластин, лежащих на формации зеленых туфов предположительно кембрийского возраста (рис. 24).

Формация зеленых туфов слагает две пластины параавтохтона и представлена зелеными туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, красными яшмоидами; редко встречаются покровы андезито-базальтов и прослой известняков. В верхней пластине параавтохтона наблюдается четкое налегание этой формации на серпентиниты. Базальный горизонт мощностью около 50 м сложен конглобрекчией серпентинитов с прослоями сиреневых гравийных песчаников и серпентинитовых алевролитов. Выше залегают туфопесчаники с прослоями туфоконгломератов с галькой габбро и серпентинитов. Толща зеленых туфов прорвана прослойными телами мелкозернистого пироксенового габбро.

На юго-западе прослежена прерывистая первая пластина аллохтона, сложенная олистостромовой толщей. Пластина выделяется условно, возможно, она является самой верхней частью разреза параавтохтона. Олистостром сложен зелеными и серыми туфоалевролитами, светло- и темно-серыми глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, конгломератами и брекчиями с алевролитовым цементом. Встречена одна линза серых известняков и известковистых сланцев. Олистолиты представлены



Рис. 24. Схематическая геологическая карта района горы Эрдени-Ула к северу от сомона Чандомань в МНР (A) и схема расположения главных тектонических пластин (Б)

А. 1-5 — кембрий — ? (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезито-базальты, алевросланцы, линзы известняков): 1 — кембрий нерасчлененный, 2 — толща алевросланцев, 3 линзы известняков, 4 — толща туфоконгломератов, 5 — опистолит габбро; 6 — мелкозернистое пироксеновое габбро; 7 — диабазы серии силлов и даек; 8 — пироксеновое куммулятивное габбро; 9 — серпентиниты; 10 — элементы залегания слоистости; 11 — элементы залегания плоскостей сместителей разломов; 12 — базальный серпентинитовый конгломерат

Б. Пластины параавтохтона: І – нижняя, ІІ – верхняя; 1-4 – пластины аллохтона

. *

крупно- и среднезернистыми габбро, сопровождаемыми брекчиями и конгломератами с галькой габбро. Олистолиты обычно мелкие, размером 0,2-1 м, лишь один олистолит достигает в поперечнике около 30 м. В строении олистостромовой пластины принимают участие серпентиниты, которые слагают тонкие слои мощностью 1-15 м, вытянутые по простиранию терригенных пород. В серпентинитах нередко видна тонкая полосчатость, напоминающая слоистость, примазки сиреневых алевросланцев, комковатость, что позволяет предполагать их осадочное происхождение, тем более что в алевролитах встречаются обломки серпентинитов вблизи слоев серпентинитов. Кроме этого, встречаются линзы массивных серпентинитов, которые, вероятно, являются олистолитами. Падение слоистости в олистостроме южное под углами $50-60^{\circ}$.

Выше выделяются три аплохтонные офиолитовые пластины, имеющие падение на юг под углами 30-60° и приблизительно такое же падение "слоев" внутри пластин.

Нижняя пластина сложена в основном габбро и диабазами. К ней уже условно отнесены серпентиниты на крайнем востоке этой пластины. Габбро представлено крупнозернистыми диопсидовыми разностями с осветленным диопсидом и зеленоватым соссюритизированным плагиоклазом. Иногда в габбро наблюдаются признаки кумулятивных структур. В западной части пластины, в хорошо отпрепарированных обнажениях, наблюдалась весьма своеобразная магматическая брекчия, сложенная обломками крупнозернистых габбро, погруженными в цемент мелко-среднезернистого пироксенового габбро (рис. 25). Цемент этой брекчии по облику и



Рис. 25. Взаимоотношение крупнозернистого и мелкозернистого габбро 1 – осыль; 2 – крупнозернистое осветленное габбро; 3 – мелкозернистое пироксеновое габбро; 4 – габбро-пегматит; 5 – резкий контакт; 6 – постепенный переход

петрохимическому составу (см. табл. 1) полностью аналогичен габбро, прорываю щему толщу зеленых туфов во второй пластине параавтохтона.

Мелкозернистое габбро имеет то извилистые четкие, то расплывчатые контакты с крупнозернистым габбро обломков. На контактах часто появляются пегматоидные разности, также имеющие четкие, расплывчатые границы с мелкозернистым габбро. Не исключено, что мелкозернистое габбро представляет палингенную выплавку из крупнозернистого габбро, образовавшуюся при формировании толщи зеленых туфов, но до шарьяжеобразования. Мощность габбровой части пластины около 300 м,

Диабазы залегают в виде даек внутри габбро и слагают вышележащий "слой" мощностью более 500 м. Дайки образуют извилистые, субширотно расположенные тела, реже других направлений. В них всегда видны четкие закальные контакты. В восточном блоке пластины низы габбрового "слоя" насыщены дайками диабазов, которые слагают до 20% объема породы, выше они составляют около 80%, а еще выше их роль возрастает, и они сменяются "слоем" диабазов мощностью около 350 м, сложенным сплошными дайками.

Т р е т ь я п л а с т и н а прослеживается вдоль всего южного склона горы Эрдени-Ула и сложена гипербазитами, габбро и диабазами дайкового комплекса, сменяющими друг друга в нормальной последовательности. Она изучена наиболее полно. В центральной части района видно, что в основании пластины залегают рассланцованные серпентиниты (50 м), причем рассланцовка связана с крутым широтным, взбросом. Они сменяются серпентинизированными лерцолитами, нередко обладающими тонкой полосчатостью. Мощность 100 м. Выше развиты аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные верлиты, часто тектонизированные. Мощность 300 м.

Выше залегают габбро. На границе наблюдается зона мощностью 15 м, сложенная плагиоклазовыми перидотитами, троктолитами и меланократовым габбро. Диопсидовое габбро среднезернистое, довольно сильно изменено, плагиоклаз почти нацело пренитизирован, и макроскопически габбро выглядит осветленным, белесым. Местами в габбро встречаются тела габбро-пегматитов. В нижней части габбрового "слоя" встречены затеки, тела и линзы серпентинитов, по контакту тремолитизированные, нижний контакт габбро неровный, и мощность габбрового слоя меняется от 300 до 50 м. Габбро прорвано субширотными крутопадающими на юг дайками диабазов; реже встречаются дайки других направлений.

Диабазовый комплекс, залегающий еще выше, сложен в общем прямолинейными, но несколько извилистыми дайками двух генераций. Первая генерация пред-88 ставлена черными, зеленокаменно измененными диабазами, а вторая — серыми, менее измененными диабазами, но нередко грани между ними стираются, хотя можно наблюдать пересечение даек разных генераций.

Диабазы первой генерации в основании разреза прорывают обеленное крупно- и среднезернистое габбро и меланократовое габбро основания габбрового "слоя" там, где мощность габбрового "слоя" минимальна. Выше по разрезу диабазы первой генерации образуют как закальные контакты между отдельными телами, так и магматические брекчии с расплывающимися закалками. Среди них отмечены ксенолиты и угловатые скрины габбро. Далее в диабазах первой генерации появляются четкие закальные контакты и габбровые скрины утловатой и округлой формы, а затем гипербазитовые скрины треугольной формы размером до нескольких метров. Гипербазиты сильно тремолитизированы, местами оталькованы.

В видимых верхах разреза, который обрывается у края впадины, диабазы сильно зеленокаменно изменены, комковаты и, возможно, относятся к лавовым фациям.

Диабазы второй генерации в основном распространены в нижней части разреза диабазового "слоя", где они слагают местами до 80% общей массы пород. Диабазовые тела всегда имеют четкие закальные контакты между собой, с диабазами первой генерации и с подстилающими габбро. В большинстве случаев они, ветвясь, образуют магматическую брекчию с габбро в основании диабазового слоя и с диабазами первой генерации в более высоких частях разреза. Магматическая брекчия характеризуется часто очень крупными обломками. Так, в основании диабазового слоя местами наблюдается брекчия с глыбами до 100 м в поперечнике, сцементированными диабазами второй генерации. Местами диабазы второй генерации формируют типичные серии параллельных даек субширотного простирания с односторонними закальными контактами.

Четвертая пласти на аллохтона сложена в основании маломощными серпентинитами, которые выше сменяются крупнозернистым габбро, содержащим разноориентированные мелкие тела серпентинитов, часто с тремолитовыми каймами. Диабазовый комплекс начинается маломощной зоной магматической брекчии, выше наблюдаются пересечения даек диабазов двух генераций и редкие скрины тремолитизированных гипербазитов. В видимых верхах диабазы рассланцованы, местами превращены в сланцы, иногда полосчатые.

Офиолитовый комплекс в первых трех пластинах построен практически одинаково. Для него характерно прежде всего то, что габбро залегает внутри гипербазитов, правда, верхние гипербазиты устанавливаются по отдельным скринам среди диабазового комплекса.

Диабазовый комплекс отличается от классического комплекса параллельных даек четким пересечением разнонаправленных даек, что хорошо подчеркивается треугольными скринами. В низах дайкового комплекса наблюдается магматическая брекчия с крупными глыбами габбро. Однако на некоторых участках дайковый комплекс представлен сериями параллельных даек.

К сожалению, в разрезах офиолитовых пластин отсутствуют верхние члены офиолитовой ассоциации, хотя присутствие небольшого количества эффузивов в верхах третьей и четвертой пластин можно предполагать.

По петрохимическим особенностям диабазовый комплекс отвечает толеитовым базальтам океана (см. табл. 1). Различий между двумя генерациями диабазов практически не наблюдается. Офиолитовое габбро обладает нормальным составом, но отличается повышенным содержанием глинозема (более 20%). Молодое габбро, формирующееся внутри офиолитового габбро и прорывающее формацию зеленых туфов, характеризуется нормальным содержанием глинозема.

Следует отметить, что базальты из формации зеленых туфов, судя по одному анализу, близки по составу к диабазам, и не исключено, что дайки диабазов второй генерации служили подводящими каналами для вулканитов формации зеленых туфов. Последняя, несомненно, моложе гипербазитов, на которых она залегает, габбро и некоторых диабазов, гальку которых она содержит в туфоконгломератах. Массив расположен южнее г. Алтай. Западная часть этого массива подробно изучена Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [1978].

В восточной части Хантайширского массива одна из пластин гипербазитов представлена (по данным Ф.П. Лесного, устное сообщение) в основном лерцолитами, сильно серпентинизированными. Эта пластина залегает в ядре синформной складки, на южном и северном крыльях которой обнажаются зеленокаменные эффузивы и черные углистые филлиты, метаморфизованные часто до зеленых сланцев и прорванные мелкозернистыми мусковитовыми гранитами. На юге в ядре антиформной складки обнажены красноцветные туфы, туфоконгломераты и андезито-базальты, похожие на обнаженные западнее нижнекембрийские толши, но отнесенные Л.П. Зоненшайном к верхнему палеозою.

Наиболее изученные разрезы находятся западнее, где Л.П. Зоненшайн закартировал ряд пластин, в которых, по его мнению, развиты различные члены нормального офиолитового разреза.

В центральной части района, в разрезе так называемой Габбровой горки, можно наблюдать, как на недиагностируемых серпентинитах залегают серпентинизированные верлиты, пироксениты и аподунитовые серпентиниты, образующие линзовидные тела. Верхняя часть этого "слоя" подвергнута фельдшпатизации с образованием плагиоклазовых пироксенитов, иногда гигантозернистых, переходящих в меланократовое габбро. Характерно неравномерное распределение плагиоклаза среди преимущественно пироксеновой массы, в меньшей степени — среди серпентинитовой.

В верхах разреза наряду с серпентинитами, пироксенитами и плагиоклазовыми пироксенитами появляются тела пироксен-роговообманкового среднезернистого габбро, нередко кварцевого. Мощность "слоя" 150–300 м.

Выше распространены роговообманковые средне-и мелкозернистые кварцевые габбро и диориты со скиалитами сильно измененных диабазов, узнающихся в основном по более мелкозернистой структуре. Встречаются также скиалиты роговообманково-пироксенового, иногда пегматоидного среднезернистого габбро. Отмечены многочисленные расплывчатые жилы и пятна мелкозернистых кварцевых альбититов. Эти метасоматически переработанные породы прорваны дайками и извилистыми жилами диабазов, имеющими с ними четкие закальные контакты. Видимая мощность не менее 200–300 м.

Более верхние члены офиолитового разреза обнажаются южнее в пластине, лежащей под вышеописанной. Л.П. Зоненшайн выделяет здесь комплекс параллельных даек, круто падающих на северо-восток. Характерно, что в низах этого комплекса (на востоке) более 50% пространства занято скринами, сложенными кварц-роговообманковыми метасоматическими габбро и кварцевыми диоритами, среднезернистыми, чаще мелкозернистыми. Прорывающие их диабазы подверглись зеленокаменным изменениям.

Выше количество диабазовых даек увеличивается, появляются серии "дайка в дайке", иногда с двусторонними закальными контактами, а скрины становятся существенно диабазовыми с отдельными просечками, пятнами, жилами кварц-роговообманковых габбро и кварцевых диоритов.

Западнее и, вероятно, структурно выше диабазовые дайки приобретают брекчиевую структуру по краям. Скрины слагают не более 20% объема и представлены сильно измененными диабазами, иногда вариолитовыми андезито-базальтами.

Далее, после задернованного участка залегают шаровые и подушечные миндалекаменные и вариолитовые андезито-базальты, полого падающие на юг. Эффузивы прорваны мелкими телами плагиогранитов. Толща эффузивов перекрыта лавами, чередующимися с пестроцветными туфобрекчиями и горизонтами тонкослоистых красных и зеленых туффитов, кремнистых туффитов, туфоалевролитов и псаммитовых туфов. Среди них наблюдаются линзы известняков.

В более западном сечении массива к северу от метеостанции можно наблюдать прекрасно обнаженный разрез метасоматически переработанных пород, представ-

ленных неравномерно-зернистыми габбро и кварцевыми диоритами, в которых местами можно узнать бывшее пироксеновое габбро и бывшие диабазы. Все породы прорваны дайками слабо измененных диабазов.

Хан-Тайширский комплекс отличается прежде всего широким развитием метасоматических пород, представленных кварц-роговообманковыми габбро и кварцевыми диоритами, местами переходящими в плагиограниты. Эти породы образовались, судя по реликтам и "теням" структур, по полнокристаллическим, вероятно габбровым, породам, по диабазам, а возможно, частично и по эффузивам.

Плагиогранитизированный комплекс стал вмещающим для более молодого дайково-эффузивного комплекса, имеющего состав андезито-базальта, на котором залегает эффузивно-осадочный комплекс, формировавшийся в мелководных условиях. По нашим представлениям, кремнистые алевролиты, которые Л.П. Зоненшайн сопоставляет с породами первого океанического слоя, тесно связаны с грубообломочными пестроцветными породами, формировавшимися, очевидно, в условиях островной дуги.

Эффузивы по химическому составу (см. табл. 1) отличаются от типичных океанических толеитов, близки к океаническим андезитам [Марков и др., 1977] и очень близки к базальтоидам спилито-кератофировых формаций, залегающих в основании островных дуг, например по северному склону Западного Саяна [Херасков, 1975]. Смена эффузивов по разрезу туфоконгломератовыми толщами с рифами позволяет предполагать, что хан-тайширские вулканиты формировались в основании или вблизи островной дуги, образование которой предопределилось развитием плагиогранитизации. Характерно, что вулканизм сопровождался растеканием (спредингом) основания, что фиксируется широким развитием даек диабазов, слагающих местами до 80% объема.

Л.П. Зоненшайн сравнивает диабазы и лавы Хан-Тайшири с Троодоским комплексом на о. Кипр, где также широко представлены роговообманковые габбро и альбитизированные кварцевые диориты, замещающие габбро и диабазы и прорванные молодыми дайками, являющимися подводящими каналами для спилито-кератофировых лав [Мурс, Вайн, 1973; Марков и др., 1977]. А. Миасиро [Miyashiro, 1975] считает, что Троодоский комплекс был сформирован на ранней стадии развития островной дуги.

Массив Их-Богдо

Массив расположен к югу от оз. Орог Нур и изучен недостаточно. По-видимому, офиолиты слагают останец тектонического покрова, выполняющий ядро синформной складки. Офиолитовая пластина подстилается кристаллическими сланцами, сильно гранитизированными (Р€?). В основании покрова выходят серпентиниты с жилами родингитов. Мощность 50 м.

Выше залегает среднезернистое, часто тонкополосчатое, местами массивное габбро с пироксенами, почти полностью замещенными амфиболом. В габбро встречаются округлые включения пироксенитов от нескольких дециметров до 30 м в поперечнике. В последних пироксениты сочетаются с верлитами и серпентинитами. Границы включений несогласны с полосчатостью в габбро. Среди габбро встречаются неправильные пегматоидные обособления пироксенитового и плагиоклаз-роговообманкового состава. Габбро прорвано многочисленными дайками диабазов, количество которых и мощность растут вверх по разрезу. Дайки имеют четкие закальные контакты, местами содержат ксенолиты габбро, падение даек крутое, простирание северо-северо-восточное.

В верхней части разреза диабазы чередуются со среднезернистыми роговообманковыми диоритами. Последние слагают скрины в комплексе параллельных даек, однако эти скрины местами занимают до 50% объема. Мощность габбрового слоя не менее 500 м. Далее, после крутого разлома обнажаются амфиболитизированные троктолиты, слагающие узкую полосу (20 м) вдоль разлома, а выше наблюдаются амфибол-плагиоклазовые породы местами с кварцем, образованные, судя по реликтам структур, в результате плагиогранитизации диабазового комплекса, содержавшего скрины средне- и мелкозернистого габбро. Севернее офиолитовой полосы развита кембрийская спилито-кератофировая толща (туфы, туфопесчаники, туфосланцы и археоциатовые известняки). Вдоль подошвы офиолитовой пластины, по ее южному краю, прослеживается узкая полоса серпентинитового меланжа с глыбами, сложенными сильнометаморфизованными верхними членами офиолитового разреза: гранатовыми ортоамфиболитами, развившимися по габбро, горнблендитами или крупнозернистыми амфиболитами по пироксенитам.

Отрывочные наблюдения показывают, что описанный офиолитовый разрез, в общем, близок к Хан-Тайширскому комплексу наличием метасоматически переработанных пород, прорванных слабо измененными диабазами, и развитием эффузивов спилито-кератофирового ряда, сменяющихся рифо-туфоконгломератовой толщей. Однако в Их-Богдинском массиве хорошо сохранились полосчатые габброиды, которые в Хан-Тайширском почти полностью замещены кварцевыми габбро и диоритами, а в вулканогенной толще широко развиты кератофиры.

Таким образом, в Монгольском и Гобийском Алтае встречены два типа офиолитовых комплексов: один, вероятно, связанный с формированием островной дуги (Хан-Тайшири, Их-Богдо), и другой – на Эрдени-Ула, связанный, очевидно, с формированием океана и перекрытый осадками краевого моря.

Баян-Хонгорский офиолитовый пояс

Пояс прослеживается с северо-западным простиранием на протяжении 350 км от верховьев р. Дзабхан до г. Арбай-Хэрэ. Как показали исследования О. Томуртогоо, Б. Джамбы и авторов, породы офиолитовой ассоциации слагают сложный пакет пластин, представленный гипербазитами, габбро, диабазами, метаэффузивами и вулканогенно-осадочными породами.

Нижний-параавтохтонный комплекс представлен зелеными сланцами по осадочным породам, мраморизованными известняками и в меньшей степени зелеными сланцами по основным эффузивам и туфам. Вулканические породы офиолитовой ассоциации на основе сопоставления с другими районами считаются вендско-кембрийскими. Зеленые сланцы паравтохтона считались рифейскими на основании единичных находок онколитов в известняках. Однако в районе г. Баян-Хонгор и на р. Байдерек в его составе, в верхах разреза, обнаружены олистостромы с глыбами гипербазитов и габбро. Это заставляет считать, что часть сланцев одновозрастна или моложе офиолитов и имеет также вендско-кембрийский возраст.

Строение офиолитового пояса подробно изучено западнее г. Баян-Хонор и по р. Байдерек.

В районе г. Баян-Хонгор (рис. 26) пояс разбит продольными крутыми взбросами на ряд блоков, рассеченных диагональными сдвиго-взбросами. Строение офиолитового комплекса восстанавливается по трем разобщенным фрагментам, вероятно, некогда единого покрова, залегающего на зеленых метаморфических сланцах. Предполагается, что северные блоки относятся к верхней части разреза, а на юге в ядре сжатой синформной складки залегают нижние части разреза. На крыльях складки обнажен олистостромовый комплекс, представленный песчано-сланцевой толщей, превращенной в зеленые сланцы с олистолитами гипербазитов и реже – габбро.

Строение офиолитовой ассоциации восстанавливается в следующем виде. В южном блоке (рис. 26, А), в основании, залегают серпентиниты, которые выше сменяются бластомилонитизированными и гнейсовидными габбро, содержащими согласные силлы диабазов. Выше гнейсовидное габбро теряет гнейсовидность и содержит многочисленные дайки диабазов извилистой формы, образующие часто гигантскую магматическую брекчию. Выше наблюдаются серпентиниты, верлиты и пирок сениты, пронизанные также дайками диабазов, и на них залегают зеленокаменные базальты (рис. 26, Б, В).

Нижние серпентиниты обнажаются в южной синформной складке, где они залегают в основании тектонической пластины и имеют мощность от 0 до 100 м. Это в различной степени тектонизированные серпентиниты, но часто встречаются и



Рис. 26. Схематическая геологическая карта района правобережья р. Туин-Гол к юго-западу от г. Баян-Хонгор (МНР)

1 – четвертичные отложения; 2 – край гранитного массива; 3, 4 – вендские отложения: 3 – апограувакковые зеленые сланцы, хлорит-серицитовые сланцы, линзы известняков, метабазитов с олистолитами и олистоплаками габбро и серпентинитов, 4 – слюдистые кварциты, хлоритовые сланцы, порфиритоиды и известняков, метабазитов с олистолитами и олистоплаками габбро и серпентинитов, 4 – слюдистые кварциты, хлоритовые сланцы, порфиритоиды и известняки; 5–12 – офиолитовый комплекс: 5 – диабазы, шаровые лавы, вариолиты (V-C?), 6 – диабазовые магматические брекчии, 7 – крупнозернистое габбро, 8 – гнейсовидное крупнозернистое габбро с силлами диабазов, 9 – пироксениты плагиоклазовые перидотиты, меланократовое габбро, 10 – пироксениты, 11 – верлиты, дуниты с линзами пироксенитов и плагиоклазовых перидотитов и серпентиниты, 12 – серпентиниты основания габбровой пластины и серпентинитовые олистолиты; 13 – горизонт полосчатого лейкократового габбро; 14 – разломы с электами плоскости сместителя

более массивные разности с реликтами моноклинных пироксенов (верлиты). В верхах "слоя" появляются серпентинизированные крупнозернистые пироксениты, меланократовое крупнозернистое габбро с неравномерным распределением плагиоклаза, нередко образующим крупные порфиробласты. Встречаются отдельные маломощные слои диабазов, жилы тремолититов. Предполагается, что меланократовое габбро и пироксениты возникли в результате метасоматической переработки гипербазитов габброидами. Мощность зоны метасоматоза 3-50 м.

Выше серпентиниты резко сменяются бластомилонитизированным габбро, в котором залегают многочисленные силлы рассланцованных, иногда бластомилонитизированных диабазов. Выше габбро становится гнейсовидным, содержит многочисленные силлы диабазов, габбро-диабазов и микрогаббро, заңимающих часто до 50% общего объема. Секущие дайки диабазов встречаются крайне редко. Вверху появляются "пятна" и зоны альбитизированных габбро со светлозеленым амфиболом. Мощность бластомилонитизированных и гнейсовидных габбро 500—700 м.

Выше габбро постепенно утрачивает гнейсовидность, превращается в крупнозернистое габбро с диопсидом и авгитом, почти целиком замещенными амфиболами. Пироксены образуют идиоморфные зерна, погруженные в плагиоклазовую матрицу, состоящую из крупных ксеноморфных зерен (куммулятивные структуры). Габбро пронизано диабазами, образующими многочисленные жилы неправильной формы и нередко магматическую брекчию. Крупнозернистое габбро и диабазы обнажены в ядре южной синформной складки, а более широко развиты в двух северных блоках. В этих блоках, где обнажены более высокие части разреза, развиты массивные крупнозернистые габбро, а также встречаются разности с полосчатой текстурой, обычно проявленной не очень четко и образованной чередованием лейкократовых и меланократовых разностей, связанных постепенными переходами.

В западном блоке (рис. 26, Б) полосчатое габбро слагает вытянутый субмеридионально горизонт 200 до Местами габбро м. альбитизировано. осветлено и превращено в светлые плагиоклазовые породы со светло-зеленым амфиболом. Альбитизированные породы образуют вытянутые линзы мощностью до нескольких метров, местами с нечеткой полосчатостью. Среди габбро встречаются неправильной формы тела гигантозернистых габбро-пегматитов, состоящих из пироксена и плагиоклаза. В одном случае в пегматите наблюдалось мелкозернистое лейкократовое ядро. В некоторых случаях в габбро образуются узкие локальные зоны бластомилонитов, причем эти зоны или рассечены дайками диабазов, или дайки идут вдоль таких зон. Зоны бластомилонитов обычно крутопадающие, разных простираний. Иногда милонитизация захватывает и диабазы.

Габбро западного и восточного блоков пронизано многочисленными жилами диабазов, формирующих магматические брекчии. Такие брекчии слагают широкие пояса в обоих северных блоках (см. рис. 26), но и вне пределов этих поясов диабазовые жилы встречаются достаточно часто.

Выше габбро залегают сильно серпентинизированные гипербазиты, причем в контакте наблюдается зона мощностью 20–100 м, в которой развиты пегматоидные гигантозернистые черные клинопироксениты, светло-зеленые и черные крупно- и среднезернистые пироксениты и меланократовое габбро с неравномерным распределением плагиоклаза. Кроме того, встречаются мелкозернистые верлиты с крупными порфиробластами пироксена и недиагностируемые серпентиниты. Перечисленные разности пород слагают вытянутые и изометричные тела в несколько метров в поперечнике.

В восточном блоке (рис. 26, В, 27) интрузивный контакт габбро с гипербазитами наблюдался непосредственно. В контакте (20–30 см) габбро становится среднезернистым, гранобластовым, напоминающим пироксен-плагиоклазовые роговики. В экзоконтакте (1–3 м) развиты средне- и крупнозернистые пироксениты с диопсидом. Они далее переходят в светло-зеленые пироксениты, а затем развиты черные серпентиниты и верлиты.

В западном блоке гипербазиты в низах вблизи контакта с габбро представлены пироксенитами и верлитами (мощность "слоя" 100 м), а выше развиты серпенти-94



Рис. 27. Геологическая схема участка Баян-Хонгорской зоны (блок В, см. рис. 26)

1 — гипербазиты; 2 — пироксениты; 3 — габбро и пироксениты; 4 — габбро; 5 — амфиболовое габбро; 6 — основные вулканиты; 7 — диабазы; 8 — элементы залегания пород; 9 — шарьяж; 10 — разломы установленные и предполагаемые

ниты, вероятно аподунитовые и серпентинизированные верлиты, которые в свою очередь перекрыты измененными базальтами.

В восточном блоке гипербазиты слагают полосу западнее и южнее поля развития габбро, причем и те и другие перекрыты метабазальтами. Это позволяет предполагать, что в восточном блоке гипербазиты образуют блоковую стенку габбрового массива. В этом блоке среди серпентинитов и серпентинизированных верлитов прослеживается полоса крупнозернистых черных клинопироксенитов мощностью до 50 м, которая утыкается в контакт с габбро. Кроме того, встречаются линзы клинопироксенитов, содержащие обломки серпентинитов (брекчия). Пироксениты ассоциируются с тонкозернистыми, нередко полосчатыми черными перидотитами в том числе плагиоклазовыми, обычно нацело актинолитизированными.

Гипербазиты, залегающие выше габбро и слагающие боковую стенку массива габбро, прорваны жилами диабазов, местами формирующими магматическую брекчию.

Эффузивы, залегающие на гипербазитах и непосредственно на габбро, представлены пироксеновыми порфиритами, афировыми базальтами и вариолитами с шаровой отдельностью. В верхах разреза появляются андезито-базальты и их туфы. Видимая мощность эффузивной толщи в восточном блоке достигает 500 м. Нижняя часть эффузивной толщи прорвана многочисленными диабазовыми телами, количество которых вверх по разрезу резко уменьшается.

Непосредственный контакт эффузивов с гипербазитами наблюдался в одной выработке на юге восточного блока. Серпентиниты в контакте не тектонизированы, имеют мелкооскольчатую текстуру. Перекрывающие эффузивы в самом контакте включают мелкие осколки серпентинизированного гипербазита. Вероятнее всего, здесь вскрыто непосредственное стратиграфическое налегание вулканитов на гипербазиты. Контакт гипербазитов и габбро наблюдался на большом протяжении в восточном блоке, где на контакте метабазальтов и габбро развито разнозернистое такситовое амфиболовое и местами кварцевое габбро, образующее линзовидные тела мощностью 0,5–10 м. Эти породы, вероятно, имеют метасоматическую природу, и явления метасоматоза по контакту габбро и гипербазитов создают впечатление активного интрузивного контакта.

Диабазовый комплекс, в отличие от обычных офиолитовых разрезов, не слагает самостоятельного "слоя", не образует комплекса параллельных даек и состоит из многочисленных вытянутых жил неправильной формы, группирующихся в крупные рои или пояса, где насыщение диабазами достигает 80%. Они формируют крупноглыбовую магматическую брекчию (рис. 28). Вне поясов диабазовые жилы встречаются значительно реже, но также многочисленны.

Диабазовый комплекс состоит из жил, по крайней мере, двух поколений. Более древние жилы сложены микрогаббро (долеритами), иногда порфировидным, с вкрапленниками плагиоклаза, реже пироксена. Лишь на крайнем западе южной полосы габбро встречены диабазовые порфириты с крупными (до 3 см) многочисленными вкрапленниками плагиоклаза овальной формы. Микрогаббро имеет закальные контакты с габбро, гипербазитами кровли и эффузивами. Только на востоке западного блока в некоторых жилах в контакте с габбро отсутствуют закальные зоны, но контакты резкие, что, по-видимому, указывает на интенсивный прогрев на отдельных участках вмещающего габбро при внедрении жил микрогаббро. Здесь же встречаются жилы микрогаббро с четкими закальными зонами.

Более молодые жилы, прорывающие все породы офиолитового комплекса, в том числе жилы микрогаббро, имеют всегда четкие закальные контакты с вмещающими породами (рис. 29). Следует отметить, что диабазы второго поколения в некоторых крупных жилах становятся похожими на диабазы первого поколения, т.е. приближаются по своей структуре к микрогаббро.

Химический состав диабазов обоих поколений практически одинаков и отвечает нормальному океаническому толеиту (см. табл. 1). Диабазы обоих поколений формируют пояса магматических брекчий, в которых наблюдается сложное переплетение незакономерно расположенных ветвящихся жил. Отдельные жилы имеют угловатые очертания, многочисленные апофизы, отходящие под большими углами. При большом насыщении диабазами образуется магматическая брекчия с угловатыми очертаниями скринов (см. рис. 29, Б). Характерно, что зоны закалки, фиксирующиеся по границам скринов, не прослеживаются внутрь диабаза при схождении двух жил, хотя и встречаются иногда пересечения жил одного поколения. В строении всех полос магматических брекчий принимают участие оба поколения диабазов, причем первое обнаруживается в скринах (см. рис. 28).

Полоса диабазов прослежена в западном и восточном блоках. В западном блоке наблюдается мощный пояс широтного простирания, имеющий ширину 700–1000 м. В восточной части пояса ориентировка диабазовых даек преимущественно широтная вдоль пояса, который косо пересекает границы между габбро и гипербазитами и между гипербазитами и эффузивами.

В восточном блоке в его габбровой части проходит пояс северо-западного простирания шириной 300-500 м, выклинивающийся в северо-западном направлении при приближении к эффузивам. Судя по детально изученному участку в центре пояса (см. рис. 28), жилы диабазов в основном вытянуты в широтном направлении под углом к простиранию пояса. На этом участке зафиксированы три главные системы жил, имеющие приблизительно одно простирание, но разные углы падений: почти вертикальные, крутые (50-60°) и пологие (20-10°), падающие на юг.

Вне поясов магматических брекчий почти повсеместно наблюдаются многочисленные диабазовые жилы, часто пересекающиеся.

Кроме описанных жил, диабазы слагают многочисленные силлы среди бластомилонитизированного и гнейсовидного габбро в южной синформной складке (см. рис. 28, А). Силлы сложены диабазами, диабазовыми порфиритами и микрогаббро, имеют мощность от нескольких сантиметров до 1–2 м, располагаются согласно с гнейсовидностью и милонитизацией габбро, хотя местами и наблюдается срезание под острым углом ориентировки минералов габбро. В зоне бластомилонитов диабазы обычно рассланцованы и иногда также превращены в бластомилониты.





1 – четвертичные отложения; 2 – габбро; 3 – ксенолиты габбро вне масштаба; 4 – микрогаббро; 5 – порфировые (пироксен-плагиоклазовые) микрогаббро; 6 – крупнопорфировые (плагиоклазовые) микрогаббро; 7 – ксенолиты микрогаббро вне масштаба; 8 – диабаз; 9 – участок крупнопорфировых пироксен-плагиоклазовых диабазов; 10 – бластомилониты; 11 – зона закалки; 12 – залегание ксенолитов или бластомилонитов

٠



Рис. 29. Взаимоотношение диабаза с габбровым скрином (A) и деталь строения магматической брекчии (Б)

I — развалы коренных пород; 2 — микрогаббро; 3 — вертикальная граница; 4 — граница 40–50°; 5 — пологие границы; 6 — зона закалки; 7 — порфирит

Силлы слагают около 30% общей массы пород, причем в нижней части "слоя" габбро их около 10–20%, а в верхней – до 50%. На контакте с вмещающими породами у всех силлов наблюдаются четкие закальные контакты с габбро, а пересечения разных поколений диабазов не наблюдалось. Взаимоотношение силлов с развитыми выше по разрезу магматическими брекчиями не выяснено.

Таким образом, в районе г. Баян-Хонгора обнажается своеобразный офиолитовый комплекс, резко отличающийся от описанных выше, а также от хорошо изученных комплексов в других районах мира. Основное отличие баянхонгорских офиолитов заключается в том, что диабазы формируют не комплекс параллельных даек, а извилистые жилы, группирующиеся в отдельные пояса, где диабазы образуют магматическую брекчию. Благодаря неповсеместному развитию магматических брекчий четко устанавливается, что шаровые базальты залегают то на гипербазитах, то на габброидах, т.е. верхний контакт габбрового "слоя" далеко не горизонтален. Вероятно, от пластообразного тела габбро с гнейсовидной текстурой вверх внутрь гипербазитовой кровли проникают габбровые "купола" (возможно, линейные в плане габбровые "валы"), прорывающие гипербазитовую кровлю и перекрытые непосредственно лавами. Контакт габбро с гипербазитами кровли, несомненно, интрузивный, что четко устанавливает его магматическую природу.

В основании габбрового слоя прослеживается длительно развивающаяся зона расслоения, течения и проскальзывания. Так, вероятно, на стадии застывания габбровой магмы формируются гнейсовидные структуры, затем по застывшим породам развиваются бластомилониты, затем в эту зону проникают многочисленные силлы, захваченные последующей бластомилонитизацией.

Благодаря четким взаимоотношениям пород можно установить последовательность формирования офиолитовго комплекса. Внутри гипербазитов верхней мантии вблизи границы М сформировался пластообразный очаг габбровой магмы, по которому происходило дифференцированное перемещение верхней коровой пластины относительно мантии. Это перемещение сопровождалось пластическим

Рис. 30. Разрез одной из тектонических пластин Баян-Хонгорской офиолитовой зоны по левому притоку р. Байдерек

1 — зеленые и серые алевросланцы; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — лаво- и туфобрекчии базальтов; 4 — базальты; 5 — дайки диабазов второго поколения; 6 — интрузивное габбро; 7 — дайки диабазов первого поколения; 8 габбро расслоенного комплекса; 9 — пироксениты расслоенного комплекса; 10 — серпентиниты

течением и вызвало формирование гнейсовидных структур в габбро. Верхняя пластина при этом местами разрывалась, что вызвало формирование габбровых "куполов" (или "валов").

На стадии формирования диабазового комплекса и шаровых лав происходило растекание (спрединг) маломощной пластины, сложенной габбро и верхними гипербазитами. Растекающаяся пластина была ограничена снизу длительно развивающейся зоной расслоения (зоны бластомилонитов, диабазовые сил-



лы). В дальнейшем примерно по этой зоне произошел срыв пластины, приведший к образованию шарьяжа.

Легко заметить, что такое растекание и раздвигание локализовалось в отдельных линейных зонах, ограниченных в пространстве и во времени (габбровые "валы", зоны диабазовых даек и жил). Между этими зонами сохранились относительно ненарушенные блоки верхней пластины коры.

Петрохимические исследования (см. табл. 1) показали, что габбро г. Баян-Хонгора отличается высоким содержанием глинозема. Это позволяет сопоставить его с габбро района Эрдени-Ула, где развит почти "стандартный" офиолитовый комплекс. Диабазы и базальты близки по составу к океаническим толеитам, но отличаются повышенным содержанием титана, что сближает их с базальтами рифтов континентов.

Следует отметить, что строение офиолитового комплекса вдоль простирания пояса изучено еще мало, но имеющиеся данные уже позволяют говорить о его изменчивости по простиранию. Так, северо-западнее г. Баян-Хонгора В.В. Коптева (устное сообщение) наблюдала четко проявленный комплекс параллельных даек, а еще западнее, в районе р. Байдерек, нами установлены два комплекса габбро, причем оба сформировались, по крайней мере, до поздних генераций даек диабазов.

В районе р. Байдерек офиолитовый пояс сложен целым рядом пластин, образованных офиолитами и комплексом зеленых сланцев, для которого характерны мощные пачки мраморизованных известняков. На левобережье р. Байдерек по его притоку хорошо обнажен разрез одной из пластин, сложенный офиолитами (рис. 30). В основании крутопадающей на север пластины залегает серпентинитовый меланж с глыбами верлитов, гарцбургитов, ортопироксенитов, диабазов и микрогаббро. Мощность 150 м. Над меланжем лежит слой средне- и крупнозернистого габбро (30 м), который в верхах чередуется с клинопироксенитами и реже верлитами (50 м); встречаются также дайки диабазов.

Выше в переслаивании наблюдается габбро, которое постепенно становится меланократовым, такситовым, со слабой гнейсовидностью (50 м). Габбро перекрыто тектонизированными серпентинитами (150 м) с глыбами массивных серпентинитов, с дайками крупнопорфировых плагиоклазовых порфиритов и диабазов.

Еще выше обнажается линзообразное тело крупно-и среднезернистого габбро свежего облика. Габбро выклинивается на запад, а на востоке достигает 600 м мощности. Габбро прорвано дайками диабазов. Еще выше залегает толща зеленокаменных диабазов, содержащая горизонты туфобрекчий и прорванных дайками диабазов и крупнопорфировых плагиоклазовых порфиритов (мощность 700 м). В верхах толщи встречена пачка (30 м) серых филлитов и песчаников. Разрез венчает толща мощностью более 1000 м, сложенная серыми песчаниками и алевролитами, среди которых наблюдаются горизонты андезитовых порфиритов, базальтов и туфобрекчий. В верхах встречены олистолит серпентинитов и прослои осадочных серпентинитов.

Как уже отмечалось, для этого района характерно присутствие двух габбровых комплексов: сильно измененного, тесно связанного с ультрабазитами, и более свежего, который широко развит также на правобережье р. Байдерек. Верхняя часть разреза представлена базальтами в низах, а выше-терригенными породами. Последние не сопоставимы с нормальными разрезами верхов офиолитовых комплексов и с разрезами первого и второго слоев современных океанов.

Изученные фрагменты океанической коры приурочены к разным структурноформационным зонам Монголии, хотя по возрасту их вулканические серии примерно одинаковы (наиболее вероятный возраст венд—нижний кембрий).

Массивы Хан-Тайшири, Их-Богдо и Эрдени-Ула приурочены к Озерной эвгеосинклинальной зоне, являющейся частью вендско-раннепалеозойской палеоокеанической структуры [Тектоника Монголии, 1974]. Офиолитовые массивы представляют фрагменты тектонических пластин основания этой палеоокеанической структуры, выведенные на поверхность в процессе тектонического скучивания при закрытии палеоокеанической структуры.

Массив Эрдени-Ула трактуется нами как фрагмент типичного разреза океанической коры с диабазовым комплексом параллельных даек, фиксирующим растекание (спрединг) третьего габбрового слоя при формировании толеитов второго слоя. Диабазовый комплекс отвечает собственно океанической стадии развития Озерной зоны.

Массивы Хан-Тайшири и, вероятно, Их-Богдо являются примерами другого типа офиолитового разреза, в которых породы океанической коры, включая ранние диабазовые комплексы, подверглись тектонической переработке и плагиогранитизации до образования позднего дайкового комплекса, который также может быть представлен параллельными дайками.

Лавы, связанные с дайковым комплексом, образуют сравнительно маломощную нижнюю часть разреза вулканогенно-осадочной серии, а по составу лавы близки андезито-базальтам (см. табл. 1). Представляется, что в этом случае дайковый комплекс отвечает переходной стадии развития Озерной зоны и фиксирует участки вторичного растекания, примерно отвечающие краевым морям или междуговым бассейнам, формирующимся на океаническом основании. Современным аналогом таких структур, очевидно, является Филиппинское и, может быть, Берингово моря.

Баян-Хонгорский офиолитовый пояс приурочен к юго-западному ограничению Хайгайского нижнепалеозойского прогиба, выполненного мощными песчано-сланцевыми сериями. Этот прогиб отделен от Озерной палеоокеанической структуры узкой полосой докембрийских гранитно-метаморфических комплексов. Офиолиты, слагающие остатки тектонических пластин, шарьированных в юго-западном направлении, представляют, по-видимому, фрагменты основания этого терригенного прогиба.

Габбро, диабазовые комплексы и связанные с ними толеиты, очевидно, фиксируют растекание гипербазитового основания этой структуры. По-видимому, Хангайский прогиб образовался в результате раскалывания и раздвигания докембрийской коры, а диабазовые комплексы отвечают дальнейшим стадиям расширения этой новообразованной структуры. Карбонатно-сланцевые комплексы, подстилающие офиолитовую пластину в Баян-Хонгорской зоне, с нашей точки зрения, могут быть сопоставлены с комплексами континентального подножия новообразованного глубоководного бассейна. Нижнепалеозойские терригенные толщи фиксируют последующее заполнение бассейна обломочным материалом.

Рассмотренная структура может быть сопоставлена в какой-то мере с Японским морем, образовавшимся в результате раскалывания и раздвигания окраины Азиатского континента.

выводы

Детальное изучение офиолитовых ассоциаций, особенно диабазовых комплексов, позволяет сделать целый ряд важных тектонических выводов и высказать некоторые гипотезы о тектонической обстановке во время формирования офиолитовых ассоциаций. Всем изученным диабазовым комплексам присущи некоторые общие черты. Наиболее важен для тектоники вывод о формировании диабазовых комплексов позже габбро-гипербазитового расслоенного комплекса, что противоречит требованиям ортодоксальной плейттектоники. Диабазы повсеместно образуют четкие закальные зоны с габбро и гипербазитами.

Формирование габбро-гипербазитового комплекса происходило на некоторой глубине, под кровлей каких-то пород. Однако никаких признаков такой кровли обнаружить не удается, что заставляет предполагать тектоническое удаление верхних тектонических пластин перед формированием диабазовых комплексов. На структурное несогласие между расслоенным и диабазовым комплексами впервые указал Т.П. Тайер [1977] на основании изучения Ньюфаундлендских и Труоодосских офиолитов. Это же было показано на Полярном Урале (Савельев, Савельева, 1977]. Временной разрыв между габбро и диабазовым комплексом доказывается тем, что габбро, по крайней мере в некоторых случаях, претерпели высокотемпературный метаморфизм и перекристаллизацию до образования диабазов [Перфильев, 1979]. В отличие от габбро диабазовый комплекс формировался всегда в близповерхностных условиях вначале внутри габбрового или габбро-гипербазитового комплекса, когда мощность кровли достигала нескольких сот метров, а затем и внутри эффузивов, подводящими каналами для которых были дайки диабазов. Первоначальная кровля диабазовых комплексов сохраняется в виде скринов между дайками (Хабарнинский массив, Эрдени-Ула, Куртушибинский комплекс) или в виде более крупных блоков (Баян-Хонгорский комплекс).

Во всех случаях, когда наблюдается дайковый комплекс, он характеризует очень сильное растекание (спрединг) верхнего слоя земной коры, сложенного габбро-гипербазитовым расслоенным комплексом. Для понимания механизма растекания важны некоторые детали строения диабазовых комплексов. Вероятно, растекание происходило в отдельных зонах, разделяющих ненарушенные блоки. На наличие таких блоков указывает существование офиолитовых разрезов, в которых отсутствует или слабо развыт диабазовый комплекс, как например, разрезы офиолитов Камчатского Мыса, где М.С. Марковым [1975] описано налегание верхнемеловых базальтов на раздробленные габброиды. Несогласное налегание вулканогенно-осадочной части офиолитового разреза на расслоенном комплексе известно также в Лигурийских Альпах [Книппер, 1978].

Неравномерное растекание земной коры при формировании диабазовых комплексов четко устанавливается в Баян-Хонгорском офиолитовом поясе, где диабазы формируют отдельные зоны магматических брекчий, разделяющие блоки со слаборазвитым диабазовым комплексом. Между этими поясами наблюдается налегание спилитовых лав на гипербазиты основания.

Второе обстоятельство, которое хотелось бы подчеркнуть, — изменение простираний параллельных даек от блока к блоку. На примере Хабарнинского массива было показано, что дайки параллельны внутри блоков и разноориентированы в разных блоках. Изменение простираний параллельных даек от места к месту наблюдалось на Полярном Урале и описано на Ньюфаундленде [Guidebook, 1972] и в массиве Троодос [Мурс, Вайн, 1973]. Однако приведенные выше особенности строения комплексов не позволяют полностью восстановить механизм растекания.

Растекание верхнего слоя земной коры и соответственно формирование диабазового комплекса происходило длительно, в несколько фаз, сопровождалось ингенсивными метасоматическими процессами. Во всех изученных офиолитовых комплексах наблюдаются, по крайней мере, две фазы формирования даек, причем второй фазе нередко предшествует метасоматическая переработка диабазов и эффузивов, образовавшихся в первую фазу. Так, в Западном Саяне наблюдалось четкое прорывание кварц-альбитовых прожилков дайками второй фазы, а в горах ХанТайшири древние диабазы, базальты и частично расслоенный комплекс подверглись интенсивной плагиогранитизации и затем были прорваны дайками второй генерации. В этом случае диабазовые комплексы отвечают разным стадиям развития палеоокеанической структуры (ранняя — океанической, а поздняя — переходной). Аналогичные явления наблюдаются и в других, хорошо изученных офиолитовых ассоциациях. Наиболее интенсивно переработан комплекс диабазов и нижних лав в массиве Троодос на Кипре [Тайер, 1977] и комплекс Литл-Порт и Бей оф Айлендс на о. Ньюфаундленд [Малпас, Стевенс, 1977; Марков и др., 1977].

Диабазовые комплексы формируются не только в океанических структурах, примерами которых могут служить Хабарнинский массив Урала, Куртушибинский офиолитовый пояс в Западном Саяне и Эредениулинский комплекс Монголии, но и в результате растекания коры новообразованных краевых морей (Баян-Хонгорский комплекс). Как показало детальное изучение диабазовых комплексов, во всех случаях в их строении могут принимать участие комплексы параллельных даек, магматические брекчии и силлы (рис. 31). Однако в Баян-Хонгорском комплексе (краевое море) основная роль принадлежит магматическим брекчиям, группирующимся в обособленные зоны. Это отличие, возможно, позволит нам отделять офиолитовые комплексы океана от комплексов краевых морей. По составу толеитовых серий различать такие структуры часто очень трудно.

Разумеется, есть и другие способы разделения офиолитовых комплексов океанов и краевых морей, образовавшихся в результате растекания коры (различия в осадочном чехле тех и других, в строении основания и т.д.). Более подробно эти вопросы рассмотрены в других разделах настоящей монографии.

Для всех изученных офиолитовых ассоциаций характерны четкая расслоенность комплекса, автономность тектонической истории отдельных "слоев" и интенсивное растекание "слоя", подстилающего эффузивы, и низов эффузивного "слоя".

Для хорошо изученных разрезов отмечается несогласие в основании расслоенного габбро-гипербазитового слоя, более сложная складчатость дунит-гарцбургитового "слоя" по сравнению с габбро-гипербазитовым. Это наблюдалось, в частности, в Куртушибинском поясе [Колбанцев, 1976], на Полярном Урале [Савельев, Савельева, 1977], а также на западе Ньюфаундленда [Малпас, Стевенс, 1977]. Диабазовый "слой" повсеместно сечет структуры габбро-гипербазитового "слоя" как за счет даек, так и в целом за счет несогласия между диабазовым и габбро-гипербазитовым слоями. Автономность тектонического развития диабазового слоя наиболее четко проявлена в связи с тем, что дайковые комплексы характеризуют колоссальное растекание слоя. Это растекание гаснет вниз по разрезу офиолитовой ассоциации. Расслоенность в диабазовом "слое" подчеркивается появлением нередко многочисленных "послойных" силлов, образовавшихся на месте магматических очагов, по которым происходило проскальзывание отдельных пластин, как это четко видно в Хабарнинском массиве.

Разные "слои" офиолитовых ассоциаций формируются в разное время и в резко различной обстановке. Время и место формирования дунит-гарцбургитовых комплексов пока не ясно. Расслоенный габбро-гипербазитовый комплекс формируется позже дунит-гарцбургитового, сечет структуры последнего. Он образовался на достаточно больших глубинах при давлениях не менее 6 кбар [Добрецов, 1977], несомненно, под мощными покровами в той или иной мере консолидированной земной коры. Перед формированием диабазовых комплексов эти покровы или пластины были удалены, вероятно тектонически содраны, на океанском дне обнажались габброиды и местами гипербазиты. Вероятно, формирование диабазовых комплексов происходило непосредственно после сдирания верхних пластин и процесс сдирания верхних пластин и растекания габбро-гипербазитового слоя происходили одновременно.

Формирование диабазовых комплексов происходило в приповерхностных условиях, что доказывается налеганием эффузивов, генетически связанных с диабазами, непосредственно на сильно растащенный габбро-гипербазитовый слой. Процесс растекания и образования диабазовых комплексов охватывает слой мощностью от первых сотен метров (Хабарнинский массив) до 1–1,5 км (Баян-Хонгорский 102



Рис. 31. Схематические разрезы Хабарнинской (I), Куртушибинской (II) и Баян-Хонгорской (III) офиолитовых ассоциаций

1 – основные эффузивы; 2 – дайковый комплекс второй генерации (а – дайки, б – силлы); 3 – то же, первой генерации; 4 – пироксениты;5 – верлиты; 6 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 7 – магматическое габбро; 8 – разгнейсованное габбро

пояс). Такую мощность имела земная кора в начале образования диабазового комплекса и первых базальтовых излияний. Поверхность, ограничивающая снизу растекающуюся кору, располагалась практически на границе М (граница гарцбургита с вышележащими комплексами).

Механизм растекания земной коры при образовании диабазовых комплексов во многом остается неясным. Растеканию предшествует расслоение земной коры на субгоризонтальные пластины. Тектоническая расслоенность, как свойство земной коры, в любом месте и на любом этапе развития была показана А.В. Пейве [1977]. Вероятно, после образования расслоенного габбро-гипербазитового слоя одновременно с тектоническим удалением, срывом пластин земной коры, перекрывавших расслоенный комплекс, происходило проскальзывание отдельных пластин габброгипербазитового слоя друг относительно друга с образованием гнейсовидных габбро или ортоамфиболитов и бластомилонитов (Баян-Хонгорский пояс). Между пластинами проникла базальтовая магма, формируя силловые тела; пластины раскалывались и по субвертикальным трещинам происходило внедрение базальтовой магмы из субгоризонтальных магматических очагов. Неравномерное насыщение дайками верхних и нижних слоев габбро-гипербазитового комплекса указывает на различную степень растекания на разных уровнях, что, естественно, предполагает проскальзывание отдельных пластин друг относительно друга. Возможно, местами и не возникали четкие субгоризонтальные магматические очаги и магма двигалась по разноориентированным трещинам, формируя магматические брекчии, характерные в той или иной мере, как было показано выше, для многих офиолитовых ассоциаций. Следует отметить, что растекание происходило в разные стороны, вероятно развиваясь из многих центров одновременно, а не от одной родоначальной трещины.

Растекание земной коры трудно объяснить возникновением зоны растяжения земной коры. Напряжения растяжения могли лишь способствовать возникновению растекания. Базальтовая магма могла проникать между пластинами и по субвертикальным трещинам только при существовании избыточных давлений. Без избыточных давлений магма не могла проникнуть в субгоризонтальные зоны между властинами, приподнимая верхние пластины. Магма не проплавляла себе путь, так как не наблюдается сильного разогрева габбро-гипербазитового субстрата, что подтверждается четкими зонами закалок на контактах силлов и расслоенного комплекса, например, в Куртушибинском и Баян-Хонгорском поясах.

Без избыточного давления магмы она вряд ли могла образовать дайковые комплексы. Очевидно, при образовании силлов и даек большую роль играл механизм магморазрыва [Северина, 1977], который предусматривает возникновение очень больших давлений на "острие" двигающейся по трещине магмы.

Источники базальтовой магмы, поступающей в растекающуюся земную кору, остаются неясными. Во всех изученных районах, а также в детально изученных офиолитовых комплексах в других районах мира диабазовые комплексы сосредоточены внутри габбро-гипербазитового "слоя" и не проникают в нижележащий дунит-гарцбургитовый, т.е. подводящих каналов нигде обнаружить не удалось и, вероятно, их не было. Скорее всего, базальтовая магма поступала в зону растекания по латерали из магматических очагов, находящихся в других тектонических условиях. Однако прямых переходов между габбровыми и диабазовыми комплексами не наблюдается, более того между ними в каждом конкретном разрезе имеется возрастной разрыв; эти комплексы существенно различаются по химическому составу. Все это не позволяет говорить о простом развитии одного, даже латерально протяженного, магматического очага для формирования обоих комплексов. Вероятно, такие связи были значительно более сложными.

Современными геофизическими данными установлено существование протяженных субгоризонтальных зон волноводов, расположенных вблизи поверхности М. Такие волноводы выявлены на континентах в островных дугах, в рифтовых зонах оксанов и т.д. [Маловицкий и др., 1975; Алексеев, Рябой, 1976; Рогожина, Кожевников, 1977; Фарберов и др., 1977; Чизе, 1977]. Эти зоны отождествляются с линзами частично или полностью расплавленного вещества. Такое предположение подтверждается тем, что линзы волноводов в основном отвечают ареалам проявлений четвертичного и современного вулканизма.

Представляется вполне возможным сопоставить такие зоны волноводов с диабазовыми комплексами и магматическими габбро Баян-Хонгорского типа. Наличие аналогичных волноводов на континентах позволяет предположить, что обширные провинции развития траппов и расслоенных интрузий могли быть связаны с существованием вблизи поверхности М таких же обширных магматических очагов. Этот вывод чрезвычайно важен, так как позволяет говорить об общности реологических условий (зоны расплавов) вблизи поверхности М для всех типов структур Земли.

Магматические очаги на границе М облегчают движение пластин по этой границе раздела, являющейся, таким образом, зоной срыва пластин земной коры относительно мантии. Несомненно, такие магматические очаги никогда не существовали на всем протяжении этой границы. Какие же тектонические образования могли возникать между ними при проскальзывании пластин земной коры? Вероятно, к таким образованиям следует отнести газонасыщенные глубинные тектониты, поступающие в верхние горизонты земной коры в виде кимберлитов [Пейве и др., 1976]. В океанах эту роль могли играть серпентинитовые меланжи, установленные драгированием и бурением в различных структурных зонах.

Зона срыва, образующаяся вблизи поверхности М, хорошо проявляется при скучивании геосинклинальных комплексов. В частности, офиолитовые покровы формируются в результате срывов по тем же плоскостям, образовавшимся вблизи границы М. При этом захватывается обычно небольшая часть дунит-гарцбургитового комплекса, который предположительно считается мантийным. В некоторых случаях поверхность срыва проходит ниже границы, отождествляемой с границей М, захватывая мощный разрез дунит-гарцбургитового комплекса, возможно срезая неровности это границы. Изложенные выше общие тектонические представления нельзя рассматривать в качестве законченной гипотезы. Это всего лишь постановка вопросов, которые требуют серьезных исследований для их решения. Однако изучение диабазовых комплексов позволяет сделать ряд бесспорных выводов. Диабазовые комплексы (комплексы параллельных даек, магматические брекчии), несомненно, фиксируют растекание (спрединг) океанической коры. Но этот спрединг захватывает только самые ее верхние части и не прослеживается в более глубоких горизонтах литосферы. Комплексы диабазовых силлов, пластовые тела магматических габбро и другие пластовые тектониты (холодные и горячие) фиксируют тектоническую расслоенность литосферы (по крайней мере ее верхних частей) и обеспечивают дифференциальное перемещение верхних ее оболочек относительно более нижних, динамическая обстановка в которых может быть совершенно иной.

ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ

Для тектонического расслоения литосферы необходимо, чтобы значительные объемы горных пород перемещались, изменяли свою форму и условия залегания. При таких изменениях неизбежны значительные деформации. Поэтому для выяснения природы расслоенности литосферы необходимо оценить характер деформированности слагающих ее горных пород и толщ. Деформированность желательно оценить с двух точек зрения: во-первых, возможности больших деформаций горных пород различного состава и, во-вторых, реализации этой возможности в природе.

Таким образом, при изучении тектонического расслоения литосферы одной из важнейших задач становится оценка деформированности горных пород. Эта задача кажется простой только на первый взгляд. Давно применяемые методы распрямления складок и измерения амплитуд смещения по разломам имеют не только ограниченную применимость (необходимо присутствие складок или разломов), но в большинстве случаев дают неоднозначные результаты. Широко распространенные методы петроструктурного анализа и анализа трещинной тектоники обычно характеризуют лишь ориентировку и характер деформаций и действовавших напряжений, но не позволяют оценить величину деформаций и перемещений горной породы. Вместе с тем накапливается все больше данных о широкой распространенности в литосфере очень больших деформаций горных пород, не сводящихся к складко- и разломобразованию, а представляющих более сложное тектоническое течение горных пород [Лукьянов, 1959; Пейве, 1967; Рамберг, 1957, 1970; Белоусов, 1970, 1977; Паталаха, 1967, 1978; Эз, 1967, 1978; Ramsay, 1967].

тектоническое течение горных пород

Тектоническое течение обусловлено тем, что массивы горных пород обладают ползучестью, т.е., находясь в напряженном состоянии в течение геологически длительного времени, они постепенно накапливают необратимую пластическую деформацию¹, которая со временем иногда нарастает до грандиозных величин. Ползучесть различных материалов хорошо изучена специалистами по деформациям металлов, силикатов, пластмасс, композитных и других материалов. За последние 20 лет литература буквально наводнена статьями и фундаментальными работами, вскрывающими физическую сущность ползучести и показывающими роль дислокаций и других дефектов кристаллической решетки, диффузии, микротрещин в процессе течения твердых, а вернее, "твердообразных" тел (термин академика П.А. Ребиндера).

Вне зависимости от физической сущности, т.е. с феноменологической точки зрения, ползучесть имеет ряд характерных черт, позволивших разработать ее теорию, которая широко используется инженерами в различных областях, в том числе ѝ в механике грунтов и скальных пород. При испытании образцов в простейшем случае четко выделяются три стадии ползучести. "В первой стадии (неуста-

¹ В.В. Эз [1978] специально подчеркивает, что это – остаточная деформация, и он, конечно, прав.

новившейся ползучести) происходит перестройка структурных элементов напряженного тела по направлению действующих усилий и некоторое упрочнение и уплотнение его, обусловленное главным образом закрытием отдельных микротрещин и других дефектов, но одновременно в напряженном теле возникают некоторые дефекты, новые микротрещины. В зависимости от граничных условий первая сталия ползучести может перейти в затухающую ползучесть (например, в условиях равномерного сжатия при невозможности бокового расширения) или при соответствующих граничных условиях (например, при свободном... сжатии...) в установившуюся ползучесть (пластично-вязкое течение), характеризуемое практически постоянной скоростью деформирования в течение длительного времени. Установившаяся ползучесть наступает тогда, когда число возникающих дефектов компенсируется их залечиванием. Скорость деформаций ползучести (пластичновязкого течения) все время остается постоянной, но при достижении деформацией некоторой вполне определенной для данного материала величины начинает возрастать (вследствие развития микротрещин и других дефектов) все с большим ускорением, переходя в стадию прогрессирующего течения..., заканчивающуюся хрупким (с нарушением сплошности) разрушением или полной потерей устойчивости (недопустимым изменением формы даже без нарушения сплошности). Последнюю стадию ползучести следует рассматривать как разрушающую" [Цытович, 1973, с. 4]. Каждая стадия ползучести описывается своей теорией, определяющей зависимость деформации или скорости деформации от напряжения. Математические выражения этих зависимостей установлены эмпирически и различны для разных горных пород.

Первая стадия в естественных геологических условиях не имеет большого значения, так как определяется сравнительно небольшим отрезком времени после нагружения. Вторая и третья стадии распространены чрезвычайно широко, особенно вторая, т.е. установившаяся ползучесть (пластично-вязкое течение). Для нее характерна нарастающая во времени деформация, которая приводит к весьма значительным перемещениям и перераспределениям вещества. Теория пластичновязкого течения использует богатый арсенал эмпирических математических зависимостей между скоростями деформаций и напряжениями. Мы остановимся только на одной¹:

$$\dot{\epsilon}_{yz} = \eta (\tau - \tau_0)^m$$
 при $\tau_0 \leq \tau$,
 $\dot{\epsilon}_{yz} = 0$ при $\tau_0 > \tau$,

где τ — касательное напряжение, \dot{e}_{yz} — соответствующая относительная скорость сдвига, τ_0 — порог установившейся ползучести ("порог течения"), т.е. то минимальное касательное напряжение, при котором начинается пластично-вязкое течение, η — величина, обратная коэффициенту вязкости ($\eta = 1/\mu$, где μ — коэффициент вязкости), m — безразмерный параметр. Величины η , τ_0 , m характеризуют среду. При $\tau_0 = 0$ среда "жидкообразна", при больших τ_0 — "твердообразна", при m = 1 среда идеально вязкая, при $m = \infty$ — идеально пластичная. Так, при m = 1 — это жидкость Бингама-Шведова: $\dot{e}_{yz} = \eta (\tau - \tau_0)$; при m = 1 и $\tau_0 = 0$ — это идеально-вязкая жидкость Ньютона: $\dot{e}_{yz} = \eta \tau$.

Приведенная формула показывает, что параметры, характеризующие свойства среды, очень сильно влияют на скорость деформации. Ничтожные изменения скорости при геологических масштабах времени, конечно, дадут заметные изменения в величине деформации. Отсюда следует исключительное влияние неоднородностей вещества на формирование его структуры в условиях пластично-вязкого течения.

Тектоническое течение вещества отвечает всем условиям ползучести. Однако оно имеет ряд существенных отличий от ползучести, наблюдаемой в испытуемых образцах. Основные отличия определяются грандиозностью масштабов геологи-

¹ Эта простая зависимость довольно хорошо соответствует получаемым из опытов зависимостям скорости деформации от напряжения для многих материалов.
ческих объектов и геологического времени, а также активным участием в процессе течения фазовых превращений вещества. Эти особенности при очень большой длительности геологических процессов, во-первых, снижают порог текучести горных пород (т.е. τ_0 в приведенной выше зависимости) по сравнению с результатами лабораторных испытаний и, во-вторых, позволяют в крупных массивах горных пород отнести к разряду пластического течения такие деформация, которые при детальном рассмотрении содержат большое количество хрупких деформаций.

Не упивительно, что такой большой специалист по механическим свойствам горных пород. как М. Патерсон [Paterson, 1978], отмечает, что в науках о Земле имеется "широкий круг явлений (простирающийся от мелкомасштабных проникающих деформаций, изучаемых геологами в образцах, до крупномасштабных пеформаций, заключенных в крупных тектонических процессах), который определяется способностью горных пород претерпевать большие пластические деформации. Таким образом, в науках о Земле проблемы механики горных пород имеют тенденцию стать проблемами пластического поведения" [с. 1]. При этом он справедливо подчеркивает, что это "пластическое поведение" имеет феноменологический смысл и употребляет для его описания термин "ductility", который использует "для обозначения реального изменения формы без грубого растрескивания". "Это определение, - пишет М. Патерсон, - является в основном макроскопическим или феноменологическим, не принимающим в расчет те микроскопические механизмы, в которых проявляется эта деформация. Они могут включать в себя не только механизмы пластичности кристаллов или диффузионного течения, обычных в металлах, но также катакластические или микроскопически хрупкие механизмы. в какой-то мере аналогичные механизмам, имеющим место в течении песка. В пластическом течении (ductile flow) горные породы могут, таким образом, проявлять широкий класс микроскопических свойств, отличных от различных механизмов микроскопического течения" [Там же, с. 161].

К сказанному выше следует добавить, что "катакластические" и "хрупкие" механизмы при тектоническом течении могут проявляться не только на микроскопическом уровне, но и в значительно более крупных масштабах, например, когда идет речь о "глыбовом течении" горных пород [Пейве, 1967]. Таким образом, пластическая деформация и тектоническое течение литосферы могут и должны рассматриваться по-разному в разных масштабах, начиная от микроскопических деформаций и кончая деформациями многокилометровых толщ. При этом "хрупкие" и "пластические" деформации становятся относительными понятиями, зависящими от уровня детальности рассмотрения деформаций¹.

Хрупкие нарушения, обнаруживаемые при детальном рассмотрении объекта, становятся несущественными деталями пластической деформации, осуществляющейся в более крупном масштабе. Например, дислокации, являющиеся разрывами кристаллической решетки, приводят к пластическим деформациям кристалла; взаимное перемещение песчинок – к течению песка; дробление и смещение глыб – к пластическому течению "без грубого растрескивания" всей огромной массы тектонической брекчии в целом и т.д. Поэтому изучение тектонического течения горных пород приходится осуществлять на нескольких уровнях детальности. Удобно выделить четыре таких уровня: микро-, мини-, макро- и мегауровень. Каждый из них отличается как объектами, так и методами исследования. При переходе от одного уровня к другому (более детальному) обнаруживаются новые неоднородности вещества и новые проявления деформаций (часто хрупких), которые

¹ В.В. Белоусов так характеризует это обстоятельство: "Здесь мы еще раз сталкиваемся с относительностью понятий. Мы уже видели, что всякая пластическая деформация связана с относительным перемещением частиц, образующих деформируемое тело. Такие перемещения могут происходить на самых разных уровнях: на молекулярном, кристаллографическом, зерновом, кусковом. При условности понятий мы имеем право и кусковую деформацию относить к разряду пластических, если при этом как бы разглядывать ее с очень большого расстояния, когда размеры отдельных кусков оказываются очень малыми по сравнению со всем деформируемым объемом" [Белоусов, 1977, с. 17].

позволяют лучше оценить пластическую деформацию, изучаемую на более грубом уровне. Поэтому масштаб каждого уровня определяется размерами тех неоднородностей, которые позволяют оценивать деформацию на этом уровне и которые принимаются несущественными при переходе к следующему уровню детальности. Соответственно выбирается и величина объекта исследования.

На микроуровне (микроны, доли миллиметра, $10^{-7} - 10^{-3}$ м) можно исследовать деформации кристаллов и других микроскопических объектов. Неоднородностями здесь являются дислокации, двойники, спайность и другие особенности кристаллической решетки, границы зерен и мельчайшие структурные и текстурные элементы горной породы. Исследование осуществляется методами петроструктурного анализа. Анализируется катаклаз, бластез, положение оптических осей минералов, двойников, спайности и т.д.

На миниуровне¹ (доли миллиметра, миллиметры, сантиметры, десятки сантиметров, $10^{-3}-10^{0}$ м) исследуются деформации горных пород, которые можно наблюдать в образце. Неоднородностями являются неоднородности строения горной породы: зерна, кристаллы, агрегаты зерен и кристаллов, небольшие гальки, тонкие прослои, прожилки и т.д. При исследовании проводится изучение деформации зерен, оолитов, фауны, галек, анализ расположения и строения минеральных новообразований, анализ текстурных особенностей породы, полосчатости, линейности, кливажа, трещин, брекчий.

На макроуровне (сантиметры, метры, десятки и сотни метров, $10^{\circ}-10^{3}$ м) исследуются деформации толщ, наблюдаемые в обнажении. Неоднородностями являются валуны, глыбы, будины, слои, дайки, линзы массивных пород, сохранившиеся среди полос милонитизации и рассланцевания и пр. К исследованиям, осуществляемым на макроуровне, добавляется изучение деформации и вращения крупных включений, анализ будинажа, складчатости, расположения гнезд, жил и даек.

На мегауровне (сотни метров, километры, десятки и сотни километров, $10^2 - 10^5$ м) исследуются деформации крупных комплексов и регионов, которые можно изобразить на геологических картах разных масштабов. Неоднородностями являются толщи, интрузивные массивы, тектонические блоки и пластины, зоны смятия, дробления и т.д. При исследовании оцениваются деформации крупных массивов, складок, структурно-фациальных зон и изучаются парагенезы структур и структурные рисунки значительных областей [Суворов, 1961; Лукьянов, 1961а, 1965; Hamilton, 1969].

Таким образом, тектоническое течение горных пород литосферы — сложное и многопорядковое явление. В той или иной мере оно захватывает практически все горные породы, испытавшие хотя бы незначительный стресс. Процессы перекристаллизации, сопровождающие жизнь горных пород от диагенеза до глубокого метаморфизма, способствуют тектоническому течению. Появление ориентированных структур, признаки динамометаморфизма, сланцеватости, кливажа указывают уже на значительные деформации.

По-видимому, в горных породах, метаморфизованных до зеленых сланцев, гораздо труднее обнаружить признаки и доказать отсутствие деформаций, чем их присутствие. Однако для того, чтобы определить возможные тектонические последствия этих деформаций, необходимо сделать количественные оценки, причем эти оценки должны независимо характеризовать отдельные составные части дисторсии горной породы или толщи. В противном случае вопрос о характере механического перераспределения вещества в данной толще останется неопределенным. Некоторые геологические объекты, позволяющие осуществить эти оценки, будут описаны ниже. Но сначала кратко охарактеризуем некоторые особенности тех составляющих деформации и дисторсии, которые следует оценивать, чтобы связать деформацию горных пород с перемещением геологических тел.

¹ Термин заимствован из механики композиционных материалов и был предложен Дж. Херрманйом для размеров, видимых невооруженным глазом или при малых увеличениях и соответствующих диаметру волокон, находящихся в матриксе композитов [Друккер, 1978].

Для того чтобы связать деформации с перемещениями отдельных точек деформируемого тела, обычно используют тензоры деформации и дисторсии¹ (применительно к геологическим объектам, см. работы П.А. Шумского [1969], Дж. Ная [1960], Минса [Means, 1976] и др.) С их помощью можно определить перемещение точек, изменение длин отрезков и углов между ними по любым направлениям внутри деформированного тела. Для этого надо знать компоненты этих тензоров хотя бы в одной системе координат. Определить их в некоторых случаях не так уж трудно. Оба тензора являются тензорами второй валентности и в каждой системе координат могут быть полностью охарактеризованы таблицей из девяти чисел. При этом в тензорах дисторсии независимы все девять чисел, а в тензорах деформации — только шесть. Оба тензора связаны друг с другом определенными зависимостями. Поэтому для характеристики дисторсии в каждой точке деформированной толщи необходимо и достаточно определить девять независимых величин.

Тензоры деформации. Тензоры деформации характеризуют изменения длин отрезков и углов между ними, происшедшие при деформации. Каждая деформация может быть охарактеризована двумя разными тензорами деформации. Это происходит потому, что, оценивая деформацию, мы всегда сопоставляем друг с другом два состояния тела: до деформации и после нее. Это сопоставление можно осуществить либо в системе координат, связанной с начальным состоянием тела и как бы "вмороженной" в него перед деформацией (подход Лагранжа), либо в системе координат, связанной с конечным состоянием тела (подход Эйлера)². Эти сопоставления дают два разных тензора, которые при больших деформациях существенно отличаются друг от друга, а при малых – практически совпадают (табл. 2). Компоненты тензоров деформации вычисляются просто, но их физический смысл приходится пояснять громоздкими формулами.

Длины отрезков принято характеризовать квадратами расстояний между точками, а их изменения — соответственно разностями квадратов. Поскольку квадрат длины отрезка равен сумме квадратов соответствующих приращений координат $(ds^2 = d\xi_1^2 + d\xi_2^2 + d\xi_3^2)$ и $ds^{*2} = dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2)$, постольку интересующая нас разность равна $ds^{*2} - ds^2 = (dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2) - (d\xi_1^2 + d\xi_2^2 + d\xi_3^2)$. К сожалению, в этом выражении правая часть определена в двух разных системах координат — Лагранжевой (ξ_i) и Эйлеровой (x_i) . Перейти от одной системы координат к другой

можно при помощи вектора перемещения $\mathbf{u} \equiv \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \end{bmatrix}$ (рис. 32). Переход от системы

¹ В русской и американской литературе в понятие *деформация* и *дисторсия* вкладывают разный смысл. В русской литературе тензором деформации называют симметричный тензор, характеризующий только изменение формы объекта (т.е. длин отрезков и углов между ними), но не движение его как твердого тела, а тензором дисторсии называют тензор градиента перемещений точек, который характеризует как деформацию, так и вращение тела. В американской литературе, напротив, русскому термину "деформация" соответствует термин "стрейн" (strain), синонимом которого иногда является термин "дисторсия" (distortion). Термин же "deformation" употребляется в широком смысле, обычно соответствует русскому термину "дисторсия", а иногда даже имеет еще более широкое значение, включая в себя не только изменение формы и вращение, но и параллельный перенос. В.Д. Минс пишет по этому поводу: "Таким образом, мы можем рассматривать всякую гомотенную деформацию состоящей из трех компонентов: стрейна, ротации и трансляции" [Means, 1976, р. 145]. В русском разговорном языке деформацией нередко называют столь же широкий круг явлений, как и в американской литературе.

² При подходе Лагранжа характеризуются процессы, происходящие в выбранном объеме тела при его деформации и перемещении в пространстве, а при подходе Эйлера – процессы происходящие в выбранной точке пространства при прохождении через нее различных частей деформирующегося и перемещающегося тела. Каждый подход имеет свои преимущества и недостатки и используется в практике [Седов, 1973; Морозов, 1975]. При решении задач численными методами в последнее время разработаны варианты смешанных эйлерово-лагранжевых подходов [Батлер, 1973; Кроули, 1973; Хёрт, 1973].

Количественные соотношения относительных удлинений и компонентов	деформации
при больших деформациях (в главных осях)	

$a = E_1 + 1$	E ₁	έţι	ϵ_{x_1}	$a_1 = E_1 + 1$	E ₁	εξ1	ϵ_{X_1}	
1	0	0	0	1	0	0	0	
1,01	0,01	0,011	0,01	$1,01^{-1}=0,99$	-0,01	-0,01	-0,011	
1,05	0,05	0,051	0, 046	$1,05^{-1}=0,95$	0,05	-0,046	-0,051	
1,1	0,1	0,105	0,09	$1,1^{-1}=0,91$	-0,09	-0,09	-0,105	
1,2	0,2	0,22	0,15	$1,2^{-1}=0,83$	-0,17	-0,15	-0,22	
1,3	0,3	0,35	0,21	$1,3^{-1}=0,77$	-0,23	-0,21	-0,35	
1,4	0,4	0,48	0,26	1,4 ⁻¹ =0,715	-0,28	-0,25	0,48	
1,5	0;5	0,62	0,27	1,5 ⁻¹ =0,667	-0,33	-0,27	-0,62	
1,6	0,6	0,78	0,3	1,6 ⁻¹ =0,625	-0,37	-0,3	-0,78	
1,7	0,7	0,95	0,33	1,7-1=0,589	-0,41	-0,33	-0,95	
1,8	0,8	1,12	0,34	1,8 ⁻¹ =0,555	-0,44	-0,34	-1,12	
1,9	0,9	1,31	0,36	1,9 ⁻¹ =0,525	-0,47	-0,36	-1,31	
2	1	1,5	0,37	$2^{-1}=0,500$	-0,5	-0,37	-1,5	
3	2	4	0,44	$3^{-1}=0,333$	0,67	0,44	-4	
4	3	7,5	0,47	$4^{-1}=0,250$	-0,75	-0,47	-7,5	
5	4	12	0,48	$5^{-1}=0,200$	-0,8	-0,48	-12	
6	5	17,5	0,487	$6^{-1}=0,167$	0,83	-0,485	-17,5	
7	6	24	0,49	7 ⁻¹ =0,143	-0,86	-0,49	-24	
8	7	31,5	0,492	$8^{-1}=0,125$	-0,87	-0,492	-31,5	
9	8	40	0,493	9 ⁻¹ =0,111	-0,89	-0,493	-40	
10	9	49,5	0,495	$10^{-1} = 0,100$	-0,9	-0,495	-49,5	
_		M*N*						
Примеч	ание. <i>Е</i> 1	=	— 1 — от	носительное удл	инение отр	езка MN, до	деформации	
параллельного ξ_1 ; $\epsilon_{\xi_1} = \frac{1}{2} \left[(E_1 + 1)^2 - 1 \right] = \frac{1}{2} (a_1^2 - 1)$ компонент деформации в координатах								
Лагранжа; $\epsilon_{x_1} = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(1+E_1)^2} \right] = \frac{\epsilon_{\xi_1}}{a_1^2} - $ компонент деформации в координатах Эйлера;								
$x_1 = E_1 + 1 - $ отношение длин отрезков M*N* и MN, если MN до деформации параллелен ξ_1 .								

 $(\underline{\xi_i})$ к системе (x_i) осуществляется по формуле $x_i = \xi_i + u_i(\xi_1, \xi_2, \xi_3), i = 1, 2, 3, и$ обратно по формуле $\underline{\xi_i} = x_i - u_i(x_1, x_2, x_3), i = 1, 2, 3$. При этом следует помнить, что и изменяется от точки к точке, так как рассматриваемое тело деформируется.

Осуществив переход либо к системе (ξ_i) , либо к системе (x_i) , получаем квадратичную форму с шестью коэффициентами (которые, не выписывая полностью, для краткости обозначим буквами $\underline{\epsilon}$ с соответствующими индексами):

$$\begin{split} & \text{B системе} \ (\xi_i) \ ds^{*2} - ds^2 = 2 \left\{ \epsilon_{\xi_1 \underline{\xi}_1} d\underline{\xi}_1^2 + \epsilon_{\xi_2 \xi_2} d\underline{\xi}_2^2 + \epsilon_{\xi_3 \xi_3} d\underline{\xi}_3^2 + \epsilon_{\xi_1 \xi_2} d\underline{\xi}_1 d\underline{\xi}_2 + \\ &+ \epsilon_{\xi_1 \xi_3} d\underline{\xi}_1 d\underline{\xi}_3 + \epsilon_{\xi_2 \xi_3} d\underline{\xi}_2 d\underline{\xi}_3 \right\} \\ & \text{M B системе} \ (x_i) \ ds^{*2} - ds^2 = 2 \left\{ \epsilon_{x_1 x_1} dx_1^2 + \epsilon_{x_2 x_2} dx_2^2 + \epsilon_{x_3 x_3} dx_3^2 + \epsilon_{x_1 x_2} dx_1 dx_2 + \\ &+ \epsilon_{x_1 x_3} dx_1 dx_3 + \epsilon_{x_2 x_3} dx_2 dx_3 \right\}. \end{split}$$

Коэффициенты $\underline{\epsilon}_{\underline{\ell}_1}\underline{\epsilon}_1, \underline{\epsilon}_{\underline{\ell}_2}\underline{\epsilon}_2, \underline{\epsilon}_{\underline{\ell}_3}\underline{\epsilon}_3, \underline{\epsilon}_{\underline{\ell}_1}\underline{\epsilon}_2, \underline{\epsilon}_{\underline{\ell}_3}, \underline{\epsilon}_{\underline{\ell}_2}\underline{\epsilon}_3$ в системе Лагранжа так же, как и коэффициенты $\underline{\epsilon}_{x_1x_1}, \underline{\epsilon}_{x_2x_2}, \underline{\epsilon}_{x_3x_3}, \underline{\epsilon}_{x_1x_2}, \underline{\epsilon}_{x_1x_3}, \underline{\epsilon}_{x_2x_3}$ в системе Эйлера, называются компонентами деформации. От компонентов деформации можно перейти к тензору деформации. Для этого достаточно те из них, которые имеют неповторяющиеся индексы, разделить пополам, а затем составить симметричный тензор.



Рис. 32. Деформации в системах координат Лагранжа и Эйлера

 ξ_i – "вмороженная" в тело система координат Лагранжа, фиксирующая каждую точку тела, позволяющая узнавать ее и деформирующаяся вместе с телом (у нас – декартова в начальный момент времени); x_i – не связанная с телом система координат Эйлера, позволяющая измерять длину отрезков после деформации (у нас в начальный момент системы координат ξ_i и x_i совпадают); М, N – произвольные точки деформируемого тела до деформации; M*, N* – те же точки после деформации; ξ_1 (М), ξ_2 (М) – координаты точки М (до деформации); x_1 (М), x_2 (М) – координаты точки М* (после деформации); ds_1 , $d\xi_2$ – приращения координат для отрезка MN (до деформации); $d\xi_1$, $d\xi_2$ – приращения координат для отрезка MN (до деформации); ds^* – длина отрезка M*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка M*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения сординат для отрезка M*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка M*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка M*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации); dx_1 , dx_2 – приращения координат для отрезка М*N* (после деформации) м по

 $u_1(m)$ — вектор перемещения точки m; u_1 , u_2 — составляющие вектора перемещения точки m п соответствующим координатным осям

Введя обозначения:

$$\begin{aligned} \gamma_{\xi_{1}\xi_{1}} &= \epsilon_{\xi_{1}\xi_{1}}, \ \gamma_{\xi_{2}\xi_{2}} &= \epsilon_{\xi_{2}\xi_{2}}, \gamma_{\xi_{3}\xi_{3}} &= \epsilon_{\xi_{3}\xi_{3}} \ \mathsf{M} \\ \gamma_{\xi_{1}\xi_{2}} &= \frac{1}{2} \epsilon_{\xi_{1}\xi_{2}}, \ \gamma_{\xi_{1}\xi_{3}} &= \frac{1}{2} \epsilon_{\xi_{1}\xi_{3}}, \ \gamma_{\xi_{1}\xi_{3}} &= \frac{1}{2} \epsilon_{\xi_{2}\xi_{3}} \ \mathsf{M} \end{aligned}$$

(и соответственно в системе x_i), получим тензоры деформации:

$$\begin{split} \gamma_{\xi_{i}\xi_{j}} = \left| \begin{array}{ccc} \gamma_{\xi_{1}\xi_{1}} & \gamma_{\xi_{1}\xi_{2}} & \gamma_{\xi_{1}\xi_{3}} \\ \gamma_{\xi_{2}\xi_{1}} & \gamma_{\xi_{2}\xi_{2}} & \gamma_{\xi_{2}\xi_{3}} \\ \gamma_{\xi_{3}\xi_{1}} & \gamma_{\xi_{3}\xi_{2}} & \gamma_{\xi_{3}\xi_{3}} \end{array} \right| \\ \gamma_{x_{i}x_{j}} = \left| \begin{array}{ccc} \gamma_{x_{1}x_{1}} & \gamma_{x_{1}x_{2}} & \gamma_{x_{1}x_{3}} \\ \gamma_{x_{2}x_{1}} & \gamma_{x_{2}x_{2}} & \gamma_{x_{2}x_{3}} \\ \gamma_{x_{3}x_{1}} & \gamma_{x_{3}x_{2}} & \gamma_{x_{3}x_{3}} \end{array} \right|, \end{split}$$

компоненты которых, выраженные через градиенты смещений, имеют вид:

$$\gamma_{\xi_i\xi_k} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_k}{\partial \xi_i} + \frac{\partial u_j}{\partial \xi_i} \frac{\partial u_j}{\partial \xi_k} \right\},$$

$$\gamma_{x_ix_k} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \frac{\partial u_j}{\partial x_k} \right\},$$

$$i, j, k = 1, 2, 3.$$

Первый из них называется тензором Грина и соответствует подходу Лагранжа, второй — тензором Альманси и соответствует подходу Эйлера. Геометрический смысл компонентов деформации заключается в следующсм. Если представить себе тело состоящим из волокон, соединяющих интересующис нас точки, то диагональные компоненты (т.е. компоненты с одинаковыми индексами) характеризуют удлинение "волокон", параллельных координатным осям. При этом в случае тензора Грина речь идет об удлинении "волокон", которые были параллельны осям координат Лагранжа до деформации. А в случае тензора Альманси речь идет об удлинении "волокон", которые стали параллельны осям координат Эйлера после деформации. Если определить относительное удлинение волокна MN как

$$E_{\rm MN} = \frac{|M^*N^*| - |MN|}{|MN|}$$

где $E_{\rm MN}$ – относительное удлинение, $|\rm MN|$ – "длина волокна" (расстояние между точками M и N) до деформации, $|\rm M^*N^*|$ – "длина этого же волокна" после деформации, то диагональные компоненты деформации выразятся следующим образом.

Для тензора Грина:

$$\epsilon_{\xi_1\xi_1} = \frac{1}{2} \left[(E_{\xi_1} + 1)^2 - 1 \right], \epsilon_{\xi_2\xi_2} = \frac{1}{2} \left[(E_{\xi_2} + 1)^2 - 1 \right],$$

$$\epsilon_{\xi_3\xi_3} = \frac{1}{2} \left[(E_{\xi_3} + 1)^2 - 1 \right].$$

,

Для тензора Альманси:

$$\epsilon_{x_1x_1} = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(1+E_{x_1})^2} \right], \quad \epsilon_{x_1x_2} = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(1+E_{x_2})^2} \right],$$

$$\epsilon_{x_3x_3} = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(1+E_{x_2})^2} \right].$$

Деформацию удобно рассматривать в главных осях деформации. Главные оси после деформации остаются ортогональными, а у тензоров деформации в главных осях все недиагональные компоненты обращаются в нуль. Относительные удлинения, компоненты тензора Грина и компоненты тензора Альманси в главных осях обозначим E_i , ϵ_{ξ_i} и ϵ_{x_i} соответственно. Соотношения значений величин E_1 , ϵ_{ξ_1} , ϵ_{x_1} , а также удобной величины (E_1+1) приведены в табл. 2.

Недиагональные компоненты деформации (т.е. компоненты с разными индексами) совместно с диагональными компонентами характеризуют величину отклонения угла между координатными осями от прямого в процессе деформации. При этом в случае тензора Грина речь идет об изменении углов между волокнами, которые были параллельны осям Лагранжа, бывшим ортогональными до деформации, а в случае тензора Альманси — об изменении углов между волокнами, которые стали ортогональными и параллельными осям Эйлера после деформации.

Если через $\varphi_{\xi_1\xi_2}$ обозначить угол сдвига, т.е. угол, на который уменьшился в результате деформации прямой угол между осями ξ_1 и ξ_2 (и аналогично обозначить уменьшение углов между остальными осями), то получим следующие зависимости.

Для тензора Грина:

$$\sin \varphi_{\xi_{1}\xi_{2}} = \frac{\epsilon_{\xi_{1}\xi_{2}}}{\sqrt{(1+2\epsilon_{\xi_{1}\xi_{1}})(1+2\epsilon_{\xi_{2}\xi_{2}})}};$$

$$\sin \varphi_{\xi_{1}\xi_{3}} = \frac{\epsilon_{\xi_{1}\xi_{3}}}{\sqrt{(1+2\epsilon_{\xi_{1}\xi_{1}})(1+2\epsilon_{\xi_{3}\xi_{3}})}};$$

$$\sin \frac{\varphi_{\xi_{2}\xi_{3}}}{\sqrt{(1+2\epsilon_{\xi_{2}\xi_{2}})(1+2\epsilon_{\xi_{2}\xi_{3}})}}.$$

Для тензора Альманси:

$$\sin\varphi_{x_{1}x_{3}} = \frac{e_{x_{1}x_{3}}}{\sqrt{(1 - 2e_{x_{1}x_{1}})(1 - 2e_{x_{2}x_{3}})}};$$

$$\sin\varphi_{x_{1}x_{3}} = \frac{e_{x_{1}x_{3}}}{\sqrt{(1 - 2e_{x_{1}x_{1}})(1 - 2e_{x_{3}x_{3}})}};$$

 $\sin\varphi_{x_{3}x_{3}} = \frac{e_{x_{3}x_{3}}}{\sqrt{(1 - 2e_{x_{3}x_{3}})(1 - 2e_{x_{3}x_{3}})}} .$

При малых деформациях, когда нелинейные члены в тензорах Грина и Альманси становятся пренебрежимо малы и $\frac{\partial u_i}{\partial \xi_j} \approx \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$, различие между этими тензорами практически исчезает, и они приобретают вид

$$\gamma_{ij} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right\}.$$

Одновременно значительно упрощаются геометрические интерпретации компонентов деформации $\epsilon_{11} \approx E_1$; $\epsilon_{22} \approx E_2$; $\epsilon_{33} \approx E_3$; $\epsilon_{12} \approx \varphi_{12}$; $\epsilon_{13} \approx \varphi_{13}$; $\epsilon_{23} \approx \varphi_{23}$.

Однако, как специально подчеркивает Н.Ф. Морозов, упрощение, приводящее тензор деформации к виду

$$\gamma_{\xi_i \xi_k} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_k}{\partial \xi_i} \right\},\,$$

допустимо и не ведет к существенным ошибкам, "только если: 1) сдвиги и удлинения малы, 2) углы поворота малы и 3) имеют один порядок малости со сдвигами и удлинениями" [1975, с. 25]. Это замечание очень важно, так как при анализе дисторсии мы приходим к тензору такого вида при любых конечных деформациях. В этом случае всегда надо помнить, что если не удовлетворены указанные три условия. "малости деформации", то этот тензор не характеризует деформацию в должной мере, и его использование в качестве "тензора малых деформаций" приведет к ошибкам.

Тензоры деформации дают возможность также подсчитать величину объемного расширения тела при деформации. Если dV_0 — элементарный объем до деформации, dV_- он же после деформации в Θ — относительное объемное расширение

 $\Theta = \frac{dV - dV_0}{dV_0} = \frac{dV}{dV_0} - 1$, то для тензора Грина удобны следующие три формулы:

$$\begin{split} \Theta &= \sqrt{1 + 2I_1 + 4I_2 + 8I_3} - 1, \\ \Theta &= \sqrt{(1 + 2e_2)(1 + 2e_2)(1 + 2e_3)} - 1, \\ \Theta &= (1 + E_{\xi_1})(1 + E_{\xi_2})(1 + E_{\xi_2}) - 1, \end{split}$$

где $I_1 = e_{\xi_1 \xi_1} + e_{\xi_2 \xi_3} + e_{\xi_3 \xi_3} = e_1 + e_2 + e_3, I_2 = e_{\xi_1 \xi_1} e_{\xi_3 \xi_3} + e_{\xi_1 \xi_1} e_{\xi_3 \xi_3} + e_{\xi_1 \xi_1} e_{\xi_2 \xi_3} + e_{\xi_1 \xi_2} + e_{\xi_1 \xi_3} +$

Тензоры дисторсии или градиента перемещения вещества при деформации тоже позволяют связать деформацию с перемещениями. Как и в случае с тензорами деформации, здесь возможны два подхода к задаче (Лагранжа и Эйлера) и соответственно построение двух тензоров дисторсии. Сравнение этих двух подходов во многом повторило бы то, что было сказано по поводу тензоров деформации. Поэтому для краткости будем рассматривать только один из них. Тензор дисторсии имеет вид

$$\left\{\frac{\partial u_{i}}{\partial \xi_{j}}\right\} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_{1}}{\partial \xi_{1}} & \frac{\partial u_{1}}{\partial \xi_{2}} & \frac{\partial u_{1}}{\partial \xi_{3}} \\ \frac{\partial u_{2}}{\partial \xi_{1}} & \frac{\partial u_{2}}{\partial \xi_{2}} & \frac{\partial u_{2}}{\partial \xi_{3}} \\ \frac{\partial u_{3}}{\partial \xi_{1}} & \frac{\partial u_{3}}{\partial \xi_{2}} & \frac{\partial u_{3}}{\partial \xi_{3}} \end{bmatrix}$$

Рассматриваемый тензор характеризует изменение вектора перемещения и вещества в окрестностях рассматриваемой точки, т.е. градиент вектора и, и является в общем случае несимметричным тензором, все девять компонентов которого могут отличаться друг от друга. Смысл компонентов тензора дисторсии пояснен на рис. 33; для простоты рисунок сделан двухмерным. Анализ тензора дисторсии позволяет лучше понять смысл тех данных о деформации, которые необходимо отыскивать в деформированных толщах горных пород.

Как любой несимметричный тензор, тензор дисторсии может быть представлен в виде суммы двух тензоров: симметричного ($\{S_{ij}\}$, в котором $S_{ij} = S_{ji}$) и антисимметричного ($\{A_{ij}\}$, в котором $A_{ij} = -A_{ji}$). Операция разложения несимметричного тензора на симметричный и антисимметричный проста: к каждому компоненту тензора прибавляется и потом вычитается половина значения компонента с обратным порядком индексов, после чего слагаемые группируются в виде полусуммы и полуразности этих компонентов. Полусуммы составят компоненты симметричного тензора, а полуразности – антисимметричного. { T_{ij} } = { T_{ij} + $4T_{ji}$ – $-4T_{ji}$ } = { $4(T_{ij} + T_{ji})$ + $4(T_{ij} - T_{ji})$ } = { $4(T_{ij} + T_{ji})$ } + { $4(T_{ij} - T_{ji})$ } и если обозначить { $4(T_{ij} + T_{ji})$ } = { S_{ij} } и { $4(T_{ij} - T_{ji})$ } = { A_{ij} }, то можно записать { T_{ij} } = { S_{ij} } + { A_{ij} }. В случае тензора дисторсии получаем:

$$\begin{vmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial \xi_1} & \frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} & \frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} \\ \frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} & \frac{\partial u_2}{\partial \xi_2} & \frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} \\ \frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} & \frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} & \frac{\partial u_3}{\partial \xi_3} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial \xi_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} + \frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial \xi_2} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} + \frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial \xi_3} \end{vmatrix} +$$

$$+ \begin{vmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} - \frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} \right) & 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} - \frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} \right) & 0 \end{vmatrix}$$

Objective $\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} \right) = \omega_1; \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} \right) = \omega_2;$

$$\frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_1}-\frac{\partial u_1}{\partial \xi_2}\right)\equiv\omega_3,$$



Рис. 33. Компоненты тензора дисторсии $\left\{ \frac{\partial u_i}{\partial \xi_i} \right\}$ при конечных деформациях

Рис. 34. Разложение тензора дисторсии и геомерический смысл его компонентов при малых деформациях

1 – изменение длин при всестороннем растяжении (шаровой тензор $\left\{\frac{1}{3}I_{1}\right\}$) без перекоса; 2 – изменение длин при дисторсии (тензор $\frac{\partial u_{i}}{\partial \xi_{j}}$), включающее изменения за счет перекоса и всестороннего растяжения; 3 – изменение углов при дисторсии (тензор $\frac{\partial u_{i}}{\partial \xi_{j}}$); 4 – изменение углов при деформации (симметричные тензоры $\{e_{ij}\}$ и $\{D_{ij}\}$) без вращения; 5 – составляющие изменения углов при дисторсии ($\left\{\frac{\partial u_{i}}{\partial \xi_{j}}\right\} = \{e_{ij}\} + \{\omega_{K}\}$)







можно записать полученный антисимметричный тензор в виде

 $\{A_{ij}\} = \begin{vmatrix} 0 & -\omega_3 & \omega_2 \\ \omega_3 & 0 & -\omega_1 \\ -\omega_2 & \omega_1 & 0 \end{vmatrix}.$

Такой тензор можно рассматривать как аксиальный вектор, компоненты которого характеризуют вращение вокруг осей, указанных индексами, в правом или левом направлении в зависимости от знака (плоскость вращения и порядок осей опеделяется положением каждого компонента в матрице).

$$\omega = \omega_1 \mathbf{i}_1 + \omega_2 \mathbf{i}_2 + \omega_3 \mathbf{i}_3 = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} \right) \mathbf{i}_1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} \right) \mathbf{i}_2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} - \frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} \right) \mathbf{i}_3 = \frac{1}{2} \left(\operatorname{rot}_1 \mathbf{u} \cdot \mathbf{i}_1 + \operatorname{rot}_2 \mathbf{u} \cdot \mathbf{i}_2 + \operatorname{rot}_3 \mathbf{u} \cdot \mathbf{i}_3 \right) = \frac{1}{2} \operatorname{rot} \mathbf{u}.$$

Таким образом, антисимметричная часть тензора дисторсии характеризует поворот окрестностей каждой точки деформируемого тела вокруг некоторой оси. Причем этот поворот осуществляется как бы твердым телом, без деформации. Деформация характеризуется второй — симметричной — частью тензора дисторски. Симметричная составляющая тензора дисторсии

$$\{S_{ij}\} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial \xi_j} + \frac{\partial u_j}{\partial \xi_j} \right\}$$

по написанию неотличима от "тензора малых деформаций", т.е. от того тензора, которым можно аппроксимировать тензор деформации при малых деформациях. Ее обычно и называют тензором малых деформаций. Я этого не делаю, чтобы подчеркнуть, что симметричная составляющая тензора дисторсии имеет такой вид при любых деформациях и что при больших деформациях (а именно с такими мы имеем дело в геологии) она существенно отличается от тензора деформаций.

Когда же деформация настолько мала, что нелинейные члены компонентов деформации пренебрежимо малы, синусы могут быть заменены углами и так далее, симметричная часть тензора дисторсии может быть рассмотрена как линеаризованный тензор деформации — "тензор малых деформаций" (*eij*). В этом случае для раскрытия смысла его компонентов целесообразно разложить его на шаровой тензор и девиатор:

$$\{e_{ij}\} = \{\frac{1}{3}I_1\} + \{D_{ij}\},$$

 $r \pi e I_1 = \frac{\partial u_1}{\partial t_1} + \frac{\partial u_2}{\partial t_2} + \frac{\partial u_3}{\partial t_3} = \text{divu},$

$$\{e_{ij}\} = \begin{vmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial \xi_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_1} + \frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial \xi_2} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_1} + \frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_3}{\partial \xi_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial \xi_3} \end{vmatrix}$$

$$\left\{ \left(\frac{1}{3} I_1 \right) = \begin{vmatrix} \frac{1}{3} I_1 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{3} I_1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{3} I_1 \end{vmatrix} \right\}$$

$$(D_{ij}) = \left| \begin{array}{ccc} \frac{\partial u_1}{\partial t_1} - \frac{1}{3}I_1 & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_1}{\partial t_2} + \frac{\partial u_2}{\partial t_1}\right) & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_1}{\partial t_3} + \frac{\partial u_3}{\partial t_1}\right) \\ \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_2}{\partial t_1} + \frac{\partial u_1}{\partial t_2}\right) & \frac{\partial u_2}{\partial t_2} - \frac{1}{3}I_1 & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_2}{\partial t_3} + \frac{\partial u_3}{\partial t_2}\right) \\ \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_3}{\partial t_1} + \frac{\partial u_1}{\partial t_3}\right) & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_3}{\partial t_2} - \frac{\partial u_2}{\partial t_3}\right) & \frac{\partial u_3}{\partial t_3} - \frac{1}{3}I_1 \end{array} \right|.$$

После такого разложения тензор дисторсии распадается на три слагаемых:

$$\left\{\frac{\partial u_i}{\partial t_j}\right\} = \left\{D_{ij}\right\} + \left\{\frac{1}{3}I_1\right\} + \left\{\underline{\omega}_k\right\},$$

из которых каждое имеет ясный смысл, изображенный на рис. 34. Для наглядности рисунок сделан двумерным.

При конечных деформациях тензор $\{S_{ij}\}$ тоже характеризует деформацию и отражает изменение длин "волокон", углов между ними, объемное расширение, но соотношения этих величин с компонентами тензора $\{S_{ij}\}$ иные, нежели с компо-

нентами тензора деформации – более сложные. Очень важным свойством симметричной составляющей тензора дисторсии является то, что в главных осях ее компоненты равны коэффициентам относительного удлинения по этим осям ($S_1 = E_1, S_2 = E_2, S_3 = E_3$). Это свойство сохраняется вне зависимости от величины деформации.

Разложение тензора дисторсии на два слагаемых намечает путь поисков в деформированных горных породах признаков деформаций: следует независимо оценивать каждое слагаемое. Иначе оценка не будет достаточно полной. Симметричная часть тензора, как и в случае малых деформаций, характеризует два процесса, которые могут протекать независимо друг от друга: собственно деформацию (изменение формы) и объемное расширение. Таким образом, при изучении деформации необходимо собирать три группы данных, независимо характеризующих три составные части дисторсии: 1) деформацию, 2) вращение и 3) изменение объема. При характеристике деформации необходимо охарактеризовать шесть независимых параметров, например три параметра, определяющих ориентировку главных осей тензора деформации, и три параметра, определяющих величины относительных удлинений по этим осям. Для характеристики вращения достаточно получить три параметра, определяющих этот аксиальный вектор. Желательно получить независимые данные и об изменении объема, так как при вычислении относительных удлинений обычно приходится вводить эти данные в расчет.

ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИИ, ВРАЩЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМА

Де формация. 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, остатки фауны, гальки в конгломератах и т.д. Правда, не всегда состав включений достаточно хорошо соответствует составу цемента, что затрудняет оценку деформации. Даже незначительные различия в механических свойствах иногда приводят к заметным различиям в степени деформированности включений и цемента [Паталаха, 1967, табл. 9]. Примером тому могут быть конгломераты, в которых различные гальки растекаются по-разному (см. табл. 1). В таких случаях нужна статистическая обработка материала, и точность оценок снижается. Особенно осторожным надо быть с мелкими включениями. Мне неоднократно приходилось наблюдать практически недеформированные остатки кремнистых скелетов микрофауны в очень сильно деформированных известняках. То же можно сказать о порфиробластах, которые далеко не всегда деформируются вместе с основной массой породы. Однако во многих случаях удается достаточно надежно определить исходную и конечную форму объектов. Если это удалось, то нетрудно оценить ориентировку и длину главных осей эллипсонда деформации, т.е. того эллипсоида, который получился в результате деформашии шара.

По этим данным можно вычислить коэффициенты относительного удлинения вдоль главных осей и все шесть компонентов деформации. Если объем тела в процессе деформации не изменился¹ (т.е. $a_0^3 = a_1 a_2 a_3$), то относительное удлинение вычисляется по следующим формулам:

$$E_1 = \sqrt[3]{\frac{a_1^2}{a_2 a_3}} - 1; \quad E_2 = \sqrt[3]{\frac{a_2^2}{a_1 a_3}} - 1; \quad E_3 = \sqrt[3]{\frac{a_3^2}{a_1 a_2}} - 1,$$

где a_1 , a_2 , a_3 — главные оси эллипсоида деформации, причем a_3 — меньшая из них; a_0 — диаметр соответствующего шара до деформации; E_1 , E_2 , E_3 — коэффициенты относительного удлинения вдоль соответствующих осей (по опреде-

лению
$$E_i = \frac{a_i - a_0}{a_0} = \frac{a_i}{a_0} - 1$$
.

¹ К сожалению, это важное условие в геологических объектах соблюдается далеко не всегда и каждый раз нуждается в специальной проверке.



Рис. 35. Номограмма для вычисления E_1 и E_3 (A) и для E_1 , E_2 и E_3 (Б)

Компоненты деформации вычисляются по формулам, приведенным на с. 112. Главные оси тензора деформации совпадают с главными осями эллипсоида деформации, причем в главных осях тензор деформации имеет только три компонента, отличных от нуля, которые и вычисляются. Остальные компоненты, равные нулю, известны заранее. На основании этих данных путем простого преобразования координат можно вычислить компоненты деформации в любом направлении. При вычислении коэффициентов относительного удлинения удобно использовать безразмерные величины a_1/a_3 и a_2/a_3 , которые легко обрабатывать статистически. Удобно также вместо относительного удлинения получать величины $\frac{a_i}{a_0} = E_i + 1$, которые характеризуют отношение длин соответствующих отрезков до и после деформации. Формулы для их вычисления имеют следующий вид:

$$E_1 + 1 = \sqrt[3]{\frac{(a_1/a_3)^2}{a_2/a_3}}; \quad E_2 + 1 = \sqrt[3]{\frac{(a_2/a_3)^2}{a_1/a_3}}; \quad E_3 + 1 = \sqrt[3]{\frac{1}{(a_1/a_3)(a_2/a_3)}}$$

При практической работе целесообразно. использовать составленные нами номограммы (рис. 35). По смыслу они близки к номограмме, составленной Е.И. Паталахой [1967, с. 50], но удобнее при работе, так как графики представлены семействами параллельных прямых, а данные вводятся при помощи коорди-



натных осей. По оси абсцисс отложены логарифмы отношения a_2/a_3 , а по оси ординат — логарифмы отношения a_2/a_3 . На рис. 35А нанесены две системы прямых, характеризующих E_1 и E_3 . В связи с тем что a_1 и a_2 выбираются произвольно, их можно менять местами и, таким образом, определить и E_1 , и E_2 . Например, имея отношения осей эллипсоида деформации $a_1/a_3 = 50$ и $a_2/a_3 = 20$, находим точку $M_{(50,20)}$ и соответствующие ей $E_1 + 1 = 5$ и $E_3 + 1 = 10^{-1}$. Чтобы найти E_2 , меняем местами a_1 и a_2 , так что $a_2 = a_1'$ и $a_1 = a_2'$. Тогда $a_1'/a_3 =$ = 20 и $a_2'/a_3 = 50$. Для них находим точку $M'_{(20,50)}$ и $E'_1 + 1 = 2$. Но так как $E'_1 = E_2$, получаем $E_2 + 1 = 2$. И окончательно $E_1 = 4$, $E_2 = 1$, $E_3 = -0,9$. По табл. 2 находим компоненты деформации $\epsilon_{\xi_1} = 12$; $\epsilon_{\xi_2} = 1,5$; $\epsilon_{\xi_3} = -0,495$ и тензор деформации

$$\gamma_{\xi_i\xi_j} = \begin{bmatrix} 12 & 0 & 0 \\ 0 & 1,5 & 0 \\ 0 & 0 & -0,495 \end{bmatrix}$$

На рис. 35, Б в тех же координатах нанесены три семейства прямых, характеризующих E_1 , E_2 и E_3 . В этом случае дополнительно принимаем $a_1 \ge a_2$. По координатам a_1/a_3 и a_2/a_3 находим точку M, в которой считываем значения: $E_1 + 1$, $E_2 + 1$ и $E_3 + 1$. Например, для $a_1/a_3 = 100$ и $a_2/a_3 = 10$ находим точку $M_{(100, 10)}$ и $E_1 + 1 = 10$, $E_2 + 1 = 1$, $E_3 + 1 = 10^{-1}$. По табл. 2 находим $E_1 = 9$, $E_2 = 0$, $E_3 = -0.9$ и $\epsilon_{\xi_1} = 49.5$, $\epsilon_{\xi_2} = 0$, $\epsilon_{\xi_3} = -0.495$. Тензор деформации имеет вид

 $\gamma_{\xi_{1}\xi_{j}} = \begin{bmatrix} 49,5 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -0,495 \end{bmatrix}$

На рассмотренных примерах хорошо видно, что при больших деформациях E_i значительно отличаются от e_i ,

При расчетах по номограмме (рис. 35,Б) полезно иметь в виду, что на ней имеются три линии, определяющие три характерных частных случая деформации: 1) абсцисса $a_2/a_3 = 1$, т.е. $a_2 = a_3$ определяет эллипсоиды вращения с длинной осью вращения (ситарообразные), 2) линия ON $a_1 = a_2$ определяет эллипсоиды вращения с короткой осью вращения (чечевицеобразные) и 3) линия $\frac{a_2}{a_0} = 1$, т.е.

 $a_2 = a_0$ определяет трехосные эллипсоиды, средняя ось которых не испытала деформации, т.е. отвечающие случаю плоской деформации. Соотношения относительных удлинений по осям a_1 и a_3 на этих линиях следующие: на первой $E_1 + 1 = (E_3 + 1)^{-2}$, на второй $E_1 + 1 = (E_3 + 1)^{-\frac{1}{2}}$, на третьей $E_1 + 1 = (E_3 + 1)^{-1}$. Если между отмеченными линиями провести из начала координат семейство радиально. расходящихся прямых, то этими прямыми будут охарактеризованы все возможные виды эллипсоидов деформации (величина деформации нарастает по мере удаления от начала координат).

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 пригоде широко распространены горные породы, деформированные значительно больше, чем вдвое (табл. II, III, IV). В этих породах отчетливо видна вытянутость и упорядоченная ориентировка включений, которые ранее были, в общем, изометричны и 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. Законы изменения длин разноориентированных отрезков и углов между ними при однородной деформации хорошо известны. Они давно установлены аффинной геометрией, которая изучает свойства фигур, инвариантные относительно аффинных преобразований, и существует в виде специального раздела геометрии более 100 лет. Первые фундаментальные исследования свойств геометрических образов, переходящих друг в друга при аффинных преобразованиях, были осуществлены А.Ф. Мёбиусом около 150 лет назад.

Геологам хорошо известны аффинные преобразования, осуществляемые при искажении вертикального масштаба на профилях и приводящие к искажению углов падения, мощностей, длин отрезков и т.д. Около 15 лет назад Е.И. Паталаха осуществлял геометрическое моделирование, проводя аффинные изоплощадные преобразования на плоскости часто встречающихся в геологии фигур (разрезы складок, обломки брекчий и пр.). Моделирование наглядно показывало изменение формы геологических объектов при деформации, имело иллюстративное значение и, разумеется, подтверждало теорию. Е.И. Паталаха специально подчеркивал появление хорошо заметных ориентированных структур в несортированных обломочных породах при сжатии более 20–30%. "Перейдя этот своеобразный порог (сплющивание 20–30%), – пишет он, – структурный рисунок приобретает ярко выраженный ориентированный вид, включения становятся резко гетерометричными, расположенными линейно; исходная разнообразная форма и ориентировка их сильно стушеваны. При сжатии порядка 70% структурный рисунок пород в резуль-120



Рис. 36. Изменение углов и длин разноориентированных отрезков при однородной деформации (A) с сохранением площади сечения (плоская задача) и при трехосной деформации (Б)

тате еще большего исчезновения начальных черт и "ориентирующего" влияния сплющивания приобретает практически пунктирно-ленточный характер" [Паталаха, 1967, с. 100]. Причина этого явления становится очевидной из рассмотрения рис. 36,А, на котором изображено изменение утлов и длин разноориентированных отрезков при однородной деформации с сохранением площади сечения (плоская задача). На рис. 36,А проведены радиально расходящиеся из начала координат отрезки, наклоненные под разными углами к оси абсцисс. Если представить себе, что эти отрезки являются диагоналями прямоугольников, сжимаемых вдоль оси ординат с сохранением площади, то конец диагонали будет скользить по нанесенной на чертеж гиперболе y = a/x. Чертеж позволяет проследить и наглядно представить себе изменение длины и наклона отрезков, ориентированных под любым углом к направлению сжатия, при любом сжатии. Например, отрезок, почти перпендикулярный (83°) к оси абсцисс, т.е. ориентированный почти вдоль (7°) оси сжатия, при нарастающем сжатии сократится не более чем вдвое, после чего начнет снова растягиваться. Его максимальное сокращение произойдет при 65%-ном сжатии, когда он наклонен под углом 45° к оси абсцисс. При 90%-ном сжатии он уже будет почти параллелен (5°) оси абсцисс и приобретет 20%-ное удлинение по сравнению с исходной длиной. Так же можно проследить эволюцию любого другого отрезка. Около каждого отрезка указан угол его наклона к оси абсцисс, а в скобках величина сжатия, необходимая для того, чтобы этот отрезок выположился до 5, 15, 30 и 45° к оси абсцисс.

Из анализа приведенных на рис. 36,А цифр ясно, что при первоначально хаотичном расположении отрезков (т.е. 5% отрезков положе 5°, 17% положе 15°, 33% положе 30°, 50% положе 45°, 67% положе 60°, 83% положе 75°, 92% положе 83° и 8% круче 83°) после 30%-ного сжатия 30% отрезков станет положе 15° и 50% положе 30°, т.е. наметится ориентированность. После 50%-ного сжатия 20% отрезков станут практически параллельными оси абсцисс (положе 5°), 50% положе 15° и 85% положе 45°, т.е. ориентированность станет вполне четкой. При 70%-ном сжатии 50% отрезков станет положе 5°, 75% положе 15°, 90% положе 30°. При 90%-ном сжатии возникает идеальная ориентированность: все отрезки станут практически параллельными и лишь 8% будут выходить за пределы 5°.

Приведенная оценка позволяет легко осуществлять полуколичественные определения деформаций в породах, содержащих деформируемые включения. При этом неважно, какую форму имели включения первоначально. Они могли быть изометричными или вытянутыми. Предполагается только, что их ориентировка была хаотичной (табл. V).

пример соответствует двухмерной деформации, т.е. предпола- ` Разобранный гается, что при деформации изменяется длина только двух главных осей эллипсоида деформации $(a_1 \, u \, a_3)$, а вдоль средней оси (a_2) деформации не происходит. Этому случаю соответствует прямая $a_2/a_0 = 1$ на рис. 35.Б. Если осуществляется трехмерная деформация, то в рассматриваемом сечении (a_1a_3) площадь деформируемого прямоугольника не будет сохраняться: в случае сжатия по оси а2 она будет увеличиваться, а в случае растяжения – уменьшаться. Соответственно гипербола y = a/x (рис. 36,А) превратится в кривую $y = a/x^m$, причем $1/2 \le m \le 2$ (рис. 36,Б). Эллипсоиду вращения с короткой осью вращения (прямая $a_1 = a_2$ см. рис. 35,Б) соответствует m = 2, а эллипсоиду вращения с длинной осью вращения (абсцисса $a_2 = a_3$; см. рис. 35,Б) соответствует m = 1/2. Любой другой трехосной деформации (при постоянном объеме) будут соответствовать кривые, находящиеся между кривыми $y = a/x^{1/2}$ и $y = a/x^2$, изображенными на рис. 36, Б. Анализ графиков показывает, что при трехмерной деформации возможны значительные отклонения в количественных соотношениях между величиной сжатия и степенью ориентированности включений, но общая тенденция остается той же, что и в разобранном двухмерном случае. Так, из рис. 36,Б ясно, что при 80%-ном сжатии вдоль оси у в одном крайнем случае (кривая $y = 1/x^{1/2}$) отрезки, которые были под углом 85° к оси x, станут практически параллельными (5°) ей, а в другом крайнем случае (кривая $y = 1/x^2$) даже отрезки, находившиеся под углом 75° к оси x, расположатся лишь под углом 15° к ней. Однако в обоих случаях возникнет вполне четко ориентированная структура. Таким образом, определение деформации по степени ориентированности включений в главных сечениях не вызывает затруднений и в случае трехосной деформации.

Во многих случаях включения, находящиеся в толщах горных пород, деформируются иначе, чем заключающее их вещество. Прослои 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 переориентировка включений будут иными по сравнению с однородно деформируемыми "пассивными" включениями. Более прочные включения становятся "активными метками" X. Рамберга, во многом определяющими возникновение складчатых нарушений при 122 деформации. Зависимость длины волны складок продольного сжатия от мощностей и соотношения вязкостей "активных меток" и вмещающей среды исследована в многочисленных экспериментах [Белоусов, 1971; Белоусов и др., 1955; Гзовский, 1975; Рамберг, 1963, 1964, 1970] и общеизвестна. Характер складчатых и других нарушений залегания относительно непластичных включений является хорошим показателем величины деформации толщи.

Линейно вытянутые непластичные включения особенно быстро изменяют ориентировку, когда они перпендикулярны или почти перпендикулярны направлению растяжения. На рис. 37 изображены разноориентированные отрезки, находящиеся в деформируемой среде. Если отрезки абсолютно жесткие (не изменяющие плину) и сравнительно короткие (вызванные ими возмушения несущественно нарушают однородность деформации всей толщи) и если связать начало координат с началом отрезка, то конец отрезка при деформации будет двигаться по окружности (рис. 37). Соответственно относительное укорочение толщи вдоль оси у будет связано с углом наклона отрезка, первоначально параллельного оси у, зависимостью $E_{\nu} = 1 - \sin \alpha$ и при укорочении на 1% он приобретет наклон к оси x в 83°, при 3% -75°, при 13% – 60° и т.д. Таким образом, жесткие включения приобретают ориентированность быстрее, чем включения, деформируемые вместе с толщей. Однако это справедливо только для отрезков, наклоненных к оси x круче 45°. На рис. 37 кроме окружности, по которой скользит конец жесткого отрезка, нанесены гиперболы, по которым скользят концы деформируемых вместе со средой отрезков, первоначально ориентированных под углами 83 и 75° к оси х. Верхняя часть гиперболы (отрезки круче 45°) наклонена круче к оси x, чем окружность, и соответственно деформируемый отрезок наклоняется медленнее, чем жесткий; нижняя часть гиперболы (отрезки положе 45°) наклонена положе, чем окружность, и деформируемый отрезок наклоняется быстрее, чем жесткий. В результате этого отрезок, наклоненный под утлом 83°, будучи жестким, при 30%-ной деформации приобретет наклон 45°, а будучи пластичным, при той же деформации - всего 75°. по при 87%-ной деформации оба отрезка приобретут одинаковый наклон (7,5°). Такую же картину можно проследить для отрезка, наклоненного под утлом 75° (и для любого другого отрезка, если нанести соответствующую гиперболу).

На рис. 37 линзовидная область, заключенная между дугой окружности и гиперболой, характеризует деформации включений, не вполне жестких, но все же менее пластичных, чем вмещающая среда. В этой области можно провести "сноп" кривых, сходящихся у концов линзы, каждая из которых будет характеризовать определенные соотношения пластичности включения и среды. Крайними кривыми этого "снопа" будет окружность (абсолютно жесткое включение) и гипербола (абсолютно пассивное включение). Анализ графика показывает, что, несмотря на различие в рисунке ориентированных включений, при 50%-ном сжатии возникает четко ориентированная структура при любых соотношениях пластичности хаотично ориентированных включений и вмещающей среды.

Как известно, отрезки, ориентированные круче 45° к направлению растяжения, при деформации испытывают сжатие, а положе — растяжение. Известно также, что горные породы имеют большую прочность на сжатие, чем на растяжение. В связи с этим, по-видимому, в природе широко распространены деформации, осуществляющиеся по схеме, изображенной на рис. 38; до 45° происходит поворот включений как жестких отрезков, выдерживающих сжатие, а после этого — как пластичных отрезков, 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 отрезки, первоначально перпендикулярные направлению растяжения, при 3%-ном сжатии приобретают наклон в 75°, при 13%-ном — 60°, при 29%-ном — 45°, при 46%-ном — 30°, при 64%-ном — 15°, при 74%-ном — 7,5° и при 80%-ном — 5°. Таким образом, при 80%-ном сжатии все отрезки, произвольно ориентированные до деформации, становятся практически параллельными друг другу и ориентированными в направлении растяжения.



Рис. 37. Изменение углов наклона разноориентированных жестких отрезков при деформации среды

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°.

На рис. 39 изображено развитие складок при нарастающем продольном сжатии (для наглядности изгибы аппроксимированы изломами). Толстой черной линией изображен идеально жесткий, не деформирующийся слой. Пунктирной линией показан тот же слой, вовлеченный в общее растяжение вмещающей среды при больших деформациях. Если это растяжение сопровождается будинированием и разлинзованием "жесткого" слоя, то результатом такой деформации при сжатии 80–90% окажутся параллельно расположенные полосы с отдельными обрывками замков сильно сжатых и изоклинальных складок. Такое строение сильно деформированных толщ чрезвычайно характерно для многих районов, испытавших интенсивную деформацию, что специально подчеркивают В.В. Белоусов [1977], В.Н. Шолпо [1977], В.В. Эз [1976, 1977, 1978] и др.

В сильно деформированных толщах обычно широко распространены при деформации жилы, поперечные к растяжению. При нарастающей деформации такие жилы сминаются в складки, крылья которых при очень больших деформациях становятся параллельными, сильно растянутыми и вливающимися в общую линзовую полосчатость толщи. Замки же сохраняются и постепенно насыщают толщу все большим и большим количеством "обрывков замков складок" (табл. VI). Очень часто можно наблюдать несколько поколений птигматитовых жил, агматитов и других новообразований, наиболее поздние из которых еще почти не деформированы, а наиболее ранние уже влились в параллельно-линзовую полосчатость. Это говорит о нарастающей деформации и тектоническом течении вещества. Деформации таких толщ весьма велики.

Важный показатель деформации — будинаж. Имеется много морфологических разновидностей будинажа [Рамберг, 1957; Тохтуев, 1967, 1972], однако любая его разновидность характеризует растяжение толщи в направлении прослоя или дайки, подвергающихся будинированию. Оценка растяжения 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 затеками вмещающей породы, либо жильными новообразованиями (табл. VII, VIII, XI). В этих случаях расстояние между будинами характеризует удлинение, а расстояние между центрами будин — конечную длину). Опыт показывает, что во многих случаях относительное удлинение будинированных слоев измеряется несколькими сотнями процентов (рис. 40). При этом всегда следует иметь в виду, что будинирующиеся пласты всегда испытывают не только пассивное раздвижение, но и некоторую пластическую деформацию. Поэтому измеряемые



рис. 38. Изменение углов наклона и длин отрезков, жестких при сжатии и деформирующихся при растяжении



Рис. 39. Изменение наклона крыльев складок при нарастающем продольном сжатии толщи, содержащей жесткий прослой



Рис. 40. Определение относительного удлинения толщи полосчатых амфиболитов по будинированной дайке пироксен-амфиболового состава. Докембрий, Кольский полуостров

1 — пирок сен-амфиболовая кристаллическая порода ма; зсивной текстуры; 2 — то же, со следами сильной наложенной амфиболизации; 3 — полосчестый амфиболит; 4 — межбуджиные полевошпатовые гнезда; 5 — внешние границы деформ ированных будин. Относительное удинение $E = \Delta I/(l^* - \Delta I)$ составляет 380%

величины характеризуют лишь минимальные значения растяжения. При большой пластичности будинирующихся прослоев мощности прослоев значительно уменьшаются, но это уменьшение осуществляется неравномерно, с образованием будин и "щеек" между ними (табл. Х). В этом случае определяемые величины растяжения обычно существенно занижены, так как трудно оценить общую пластическую деформацию будинированного пласта.

Объемное изучение будинажа обычно позволяет оценить компоненты деформации. При одноосном растяжении пласта жилы, разделяющие будины, вытянуты параллельно друг другу, при двухосном – в плоскости пласта образуются системы пересекающихся жил (табл. IX). В первом случае можно говорить о плоской деформации, во втором – можно измерить относительное удлинение толщи по двум взаимно перпендикулярным осям.

Для полной характеристики деформации и вычисления компонентов деформации необходимо определить еще относительное сжатие по третьей оси. В большинстве случаев его можно вычислить по номограммам рис. 35, принимая неизменность объема при деформации. Однако в случае кристаллизации в межбудинном пространстве жильных новообразований это условие (неизменность объема) не соблюдается. Поэтому необходимо либо непосредственно измерить сжатие по третьей оси, используя другие методы, либо решить вопрос об источнике жильного материала. Если он образовался за счет перераспределения вещества внутри толци, то можно считать объем всей толщи неизменным и использовать номограммы (например, кальцитовые жилы в карбонатных песчаныках и конгломератах палеогена Памира). Если же выделение жильного материала связано с процессом, выходящим за пределы локального перераспределения вещества, то следует учитывать изменение объема толщи, что приводит к дополнительным трудностям (например, в случае массовой гранитизации толщ основного составе).

В ращение. Три компонента аксиального вектора вращения всегда ищутся независимо от деформации. Для этого желательно найти в толше такие округлые объекты, в которых зафиксированы первичные плоскостные структуры и которые в то же время не подвергались деформации вместе с вмещающей массой породы. а испытывали только вращение. Многие исследователи считают, что лучшими из таких объектов являются метаморфические порфиробласты, внутри которых сохраняются реликты полосчатости той породы, по которой они образовались [Zwart, 1962; Turner, Weiss, 1963; Ghosh, Ramberg, 1976, 1978; Ollesen, 1978]. Такими включениями на микро- и миниуровнях могут быть новообразованные кристаллы граната (табл. XIV, 3) или других минералов, поликристаллические нодули различного состава, конкреции и т.д. "Хотя деформация в естественных горных породах, - пишут С.К. Гхош и Х. Рамберг, - вообще говоря, вращательная, имеется очень мало геологических структур, по которым может быть определен компонент вращения. Пока что "тропинки включений" (S. по Зандеру [Sander, 1950], Тернеру и Вейсу [Turner, Weiss, 1963]) внутри паратектонических порфиробластов являются наиболее информативными в этом отношении. Однако вычисление величины вращения по рисункам S_i возможно только при определенных условиях" [Ghosh, Ramberg, 1978, c. 83].

Паратектонические (или синтектонические) порфиробласты растут и увеличиваются в объеме внутри горной породы во время деформации. В ядерной части паратектонических порфиробластов консервируется наименее деформированная полосчатость, а на их периферии – более деформированная. Если деформация сопровождается вращением, то порфиробласт вращается. В результате этого "законсервированная" в его ядре S_i поворачивается, и достаточно измерить угол между S_i и первоначальным положением полосчатости, чтобы оценить вращение. Однако задача оказывается не такой простой, потому что, во-первых полосчатость при деформации тоже поворачивается и ее первоначальное положение неизвестно и, во-вторых, порфиробласт произвольной формы поворачивается не всегда со скоростью вращения $\dot{\omega}$.

Простейший случай осуществляется лишь тогда, когда, во-первых, порфиробласт имеет сферическую форму (в этом случае он поворачивается со скоростью 126 вращения $\dot{\omega}$), и, во-вторых, дисторсия является простым сдвигом¹, п а р а лле п ь ны м полосчатости (поэтому полосчатость сохраняет первоначальную ориентировку). В этом случае вращение измеряется углом между S_i в ядре порфиробласта и полосчатостью S_{ρ} вне порфиробласта.

При вытянутом порфиробласте скорость его вращения непостоянна и зависит от ориентировки длинной оси. Полосчатость, не параллельная простому сдвигу, тоже испытывает поворот, причем скорость ее вращения зависит от угла наклона полосчатости. Это обстоятельство затрудняет восстановление ее первичного зале-



гания. Картина становится еще сложнее, если дисторсия не является простым сдвигом. Поэтому вычисление вращения по S_i в общем случае наталкивается ... на непреодолимые препятствия. Только в последние годы благодаря работам Дж. Диксона, С.К. Гхоша и Х. Рамберга удалось значительно расширить область использования S: пля вычисления величины вращения. При этом стали использоваться тонкие нюансы рисунка S_i внутри паратектонического порфиробласта. Дж. Диксон [Dixon, 1976] обратил внимание на своеобразные изменения кривизны S_i внутри порфиробластов и показал возможность вычисления по ним величины вращения. Им рассмотрен случай со сферическим вкрапленником в условиях простого сдвига и с произвольным (не параллельным сдвигу) положением полосчатости. С.К. Гхош и Х. Рамберг [Ghosh, Ramberg, 1976, 1978] рассмотрели еще более общий случай и показали, что "перемены в кривизне S_i паратектонических порфиробластов могут быть информативны также в двух других случаях: 1) когда включение имеет с ферическую форму, а деформация состоит из комбинации чистого и простого сдвига; 2) когда включение эллипсоидально, адеформация осуществляется простым сдвигом, В первом случае из формы S_i порфиробласта, которая имеет двойную перемену направления ее спирали, может быть вычислена не только величина вращения и первоначальная ориентировка внешней полосчатости, но также и отношение между скоростями чистого сдвига и простого сдвига" (разрядка наша. – А.Л.) [Ghosh, Ramberg, 1978, р. 84]. Авторы рещают задачу для плоской деформации, когда плоскости простого и чистого сдвига совпадают. Используя их результаты совместно с подходом, охарактеризованным нами на с. 121 и номограммами (см. рис. 35, 36, Б), можно от плоской деформации перейти к трехосной, и, таким образом, по особенностям кривизны S_i в сферических паратектонических порфиробластах оценивать вращение при любой нарастающей дисторсии,

При простом сдвиге соуществчяется плоская деформация, причем скорость вращения равна половине скорости сдвига, т.е. $\dot{\omega_k} = 1/2 \, \varphi_{ij} = e_{ij}$ или $1/2 \, (\frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_2}{\partial \xi_1}) = 1/2 \, (\frac{\partial u_1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_2}{\partial \xi_1})$ (см. рис. 34). Поэтому "волокна", параллельные оси ординат, вращаются со скоростью $\frac{\partial \dot{u}_1}{\partial \xi_2} = \varphi_{12} = 10t_3 \, \dot{u}$, так как одинаковые скорости "чистого сдвига" и вращения складываются, а "волокна", параллельные оси абсцисс, не меняют своего положения ($\frac{\partial \dot{u}_2}{\partial \xi_1} = 0$), так как скорости "чистого сдвига" и вращения взаимопротивоположны и компенсируют друг друга, что изображено на рис. 41 [Шумский, 1969]. При чистом сдвиге $\frac{\partial \dot{u}_1}{\partial \xi_2} = \frac{\partial \dot{u}_2}{\partial \xi_1}$ и соответственно $\dot{\omega}_k = 0$ и $\dot{e}_{ij} = 1/2 \, \varphi_{ij}$ деформация – тоже плоская.

Не приводя формул, которые читатель найдет в работе С.К. Гхоша и Х. Рамберга [Ghosh, Ramberg, 1978], кратко охарактеризую принцип определения вращения порфиробласта по рисунку S_I. Для простоты рассмотрим сферический порфиробласт в условиях простого сдвига (рис. 42). Как известно, с ферический недеформируемый порфиробласт вращается со скоростью $\dot{\omega}_{\kappa} = 1/2 \operatorname{rot}_{\kappa} \dot{u}_{\kappa}$ а "волокна" вмещающей среды в случае простого сдвига вращаются с разной скоростью в

зависимости от их ориентировки: от $\frac{\partial \dot{u}_{j}}{\partial t_{j}} = 2\dot{\omega}_{k} = \operatorname{rot}_{k}\dot{u}$ ("волокна", перпендику-лярные сдвигу) до $\frac{\partial \dot{u}_{j}}{\partial t_{l}} = 0$ ("волокна", параллельные сдвигу) —.см. сноску на с. 127.

Поскольку порфиробласт вращается, как жесткое недеформируемое тело, его периферия проскальзывает относительно вмещающей среды, причем это проскальзывание идет в разных направлениях: там, где граница порфиробласта ориентирована вдоль или под малым углом к направлению сдвига, его вращение отстает от движения среды; там же, где граница идет поперек или под крутым углом к направлению сдвига, вращение порфиробласта опережает это движение. Соответственно в окружающей его зоне проскальзывания возникают характерные изгибы полосчатости. Растуший во время деформации порфиробласт увеличивается по периферии, т.е. за счет зоны проскальзывания. Поэтому возникающие в ней изгибы полосчатости захватываются порфиробластом и фиксируются в его внутренней структуре.

На рис. 42 изображены последовательные стадии нарастания порфиробласта в условиях прогрессирующего простого сдвига. Ось вращения перпендикулярна чертежу. Простой левый сдвиг осуществляется в горизонтальном направлении. Стадия 1 характеризует обстановку перед началом деформации: окружность внешняя поверхность порфиробласта, прямая наклонная линия - положение полосчатости (включая ее след внутри порфиробласта). На каждом из следующих восьми чертежей нанесена эта же линия, чтобы от нее можно было отсчитывать величину сдвига и угол поворота, хотя в природе она, разумеется, не сохраняется, Внешняя сплошная окружность изображает поверхность порфиробласта на данной стадии, промежуток между ней и пунктирной окружностью - зону проскальзывания, толстая линия — полосчатость деформируемой толщи и ее след внутри порфиробласта, Каждая последующая стадия отличается от предыдущей поворотом ω_k = = 22,5° и нарастанием порфиробласта на толщину зоны проскальзывания. Величина соответствующего сдвига в верхнем ряду (стадии 2-5) показана парными стрелками, а для стадий 6-9 может быть измерена читателем.

При развитии сдвига порфиробласт вращается. Поворачивается и полосчатость. причем на первых стадиях крутизна се наклона к направлению сдвига увеличивается с соответствующим увеличением скорости ее вращения. На стадиях 2-3 полосчатость ориентирована все еще полого и вращается медленнее порфиробласта. В результате этого ее след в растущем кристалле отклоняется вправо (если смотреть из центра кристалла), и начинает формироваться спираль. Однако из сравнения стадий 2 и 3 ясно, что скорость отставания уменьшается, что фиксируется в изменении кривизны следа. На стадии 4 картина принципиально меняется: полосчатость уже ориентирована достаточно круго к направлению сдвига, чтобы вращаться быстрее жесткого включения. В результате этого спиральный след поворачивает влево, и возникает первый перегиб спирали. Опережающее вращение полосчатости сохраняется на стадиях 4-6, в результате чего на этих стадиях формируется левая спираль, а весь след в целом приобретает форму дуги¹. На стадии 7 полосчатость снова выполаживается уже настолько, что опять начинает отставать от вращения порфиробласта. В результате этого возникает второй перегиб, начинает развиваться правая спираль, а общий рисунок следа приобретает S-образную форму, Правая спираль продолжает формироваться на стадиях 8,9 и дальше, не образуя больше обратных перегибов.

¹ Характерно, что на стадиях 5-7 след полосчатости в центре порфиробласта практически параллелен внешней полосчатости, кесмотря на то что величина поворота уже очень большая $(\omega_{\kappa} \geq 90^{\circ}).$



Рис. 42. Возникновение изгибов S. в растущих паратектонических порфиробластах

Разобранный пример показывает, что по рисунку S_i в паратектоническом порфиробласте нетрудно определить первичную ориентировку полосчатости. Действительно, если она была расположена так же, как в стадии 6, т.е. "по сдвигу" и не круче $\sim 45^{\circ}$ к нему, то никаких обратных перегибов не возникает; если так, как в стадии 4, т.е. "по перек сдвига" с незначительными отклонениями в ту или другую сторону, то возникает один обратный перегиб; если же так, как в стадиях 2, 3, т.е. "против сдвига" и положе ~45° к направлению сдвига, то возникает пвойной обратный перегиб. Таким образом, простые визуальные наблюдения уже позволяют сделать приблизительную оценку величины вращения и первичного положения полосчатости. Специальные количественные измерения S: позволяют уточнить эту оценку. При этом эффект двойного перегиба спирали характеризует только первые 180° поворота включения. При дальнейшем повороте полосчатость практически параллельна сдвигу, и вращение определяется закрученностью спирали. Однако именно первые 180° наиболее широко распространены и важны для оценки сдвига (направленного вращения) в толщах, еще сохранивших массивное сложение. При очень интенсивном сдвиге порфиробласты отрываются от вмещающей массы по зоне проскальзывания, обычно закатаны в рубашку из чешуйчатых минералов и могут свидетельствовать только об интенсивном вращении, не давая информашии для количественных измерений.

Паратектонические порфиробласты распространены сравнительно редко. Однако любые жесткие изометричные включения в пластичной толще обычно содержат информацию о вращении, хотя эта информация и менее содержательна, чем в случае паратектонических порфиробластов. Рассмотренное выше вращение и проскальзывание жесткого включения относительно пластичной среды является общей закономерностью и происходит вне зависимости от того, разрастается это включение или нет. Поэтому информация о вращении заключена прежде всего в харакктере контактов включения со средой. Это относится к включениям самой разнообразной величины, начиная от микроскопических и кончая крупными глыбами в меланже. По характеру контактов сравнительно просто можно сделать три грубые оценки величины вращения: 1) вращение практически отсутствует ($\omega \approx 0$); 2) вращение невелико ($0 \le \omega \le \pi$); 3) вращение очень велико.

Если деформация осуществляется без вращения (табл. X, XI, XII-1), то изометричные жесткие включения имеют очковую форму, и вмещающая среда обтекает их, образуя симметричную линзовидную текстуру. В направлениях растяжения на включения нередко нарастают минеральные новообразования, образуя "дворики давления". Катаклазированные включения распадаются на обломки, которые раздвигаются, не испытывая вращения. В будинированных прослоях будины расходятся, не испытывая поворотов. Если краевые части будинированного прослоя по тем или иным причинам более пластичны, то от них вытягиваются апофизы. 9. 3ak. 1382 129

симметрично с обеих сторон охватывающие гнезда минеральных новообразований, образовавшихся в межбудинном пространстве (см. рис. 40). Наличие в деформированной породе таких структур на любом уровне детальности позволяет фиксировать нулевое вращение ($\omega = 0$). При этом следует отметить, что нулевое вращение на микро- или миниуровне, как правило, сопровождается нулевым вращением и на макроуровне, т.е. на уровне меньшей детальности, но не наоборот. Можно привести много примеров, когда анализ деформаций на макроуровне свидетельствует об отсутствии вращения крупных глыб, но в отдельных зонах, разделяющих эти глыбы, фиксируется четко выраженное вращение на мини- и микроуровне, причем это вращение, как правило, в разных зонах имеет разное направление. Так, например, на многих прекрасно обнаженных участках Кольского побережья Кандалакшского залива можно наблюдать расплюшенные и растащенные, но не испытавшие вращения линзы и будины массивных кристаллических сланцев, разделенные зонками сильно деформированных амфиболитов, в которых по закрученности двориков давления около зерен граната можно определить заметное вращение. При этом направление вращения в зонках, простирающихся в субщиротном и субмеридиональном направлениях, взаимопротивоположное.

Если деформация сопровождается незначительным вращением, то в структурах, обтекающих включения, появляется асимметрия. Дворики давления закручиваются около кристаллов граната (табл. XII, 3, XIII, 2) или других жестких включений. Будины поворачиваются так, что полосчатость в них заметно отклоняется от полосчатости вмещающей среды, а межбудинные новообразования оказываются сбоку (рис. 43). Около крупных будин возникают асимметрично расположенные складки завих рения с дугообразно изогнутыми осевыми поверхностями (табл. XIII-3). В тонкослоистых породах менее пластичные прослои разбиваются на куски, которые поворачиваются вокруг собственной оси, создавая микросбросы и ступенчатую поверхность прослоев (табл. XIII,1) — одну из разновидностей муллион-структур. Все перечисленные структуры позволяют определить положение оси и направления вращения, а также приблизительно оценить величину поворота. Оценка производится исходя из предположения, что исходная полосчатость толщ параллельна сдвигу и что дворики давления нарастают в направлении растяжения толщи. По-видимому, в большинстве случаев эти предположения соответствуют действительности. В случае несоответствия полосчатости и сдвига, как было показано выше, при оценке можно допустить большую ошибку, потеряв до 180° поворота. Обычно определяемый таким способом поворот не превышает 90-120°. изредка мне удавалось измерить угол порядка 180°. По-видимому, при превышающих эти величины углах поворота дворики давления и межбудинные новообразования отрываются от включения или разрушаются, в результате чего теряется их информативность.

Если вращение очень велико, то включения часто приобретают округлую, окатанную форму, нередко оказываются закатанными в рубашку, содержащую повышенное количество слюд или других чешуйчатых минералов. Такие включения встречаются на всех уровнях от микроскопических в милонитах (табл. XIV) до многометровых глыб в меланже. Одновременно в породе обычно встречаются многочисленные нарушения с разрывом сплошности. Информативность таких включений низка. Они свидетельствуют лишь о большой величине и сложности вращения и обычно не позволяют определить даже положение оси и направление вращения. Эти данные легче получить, изучая зеркала скольжения в породе.

Хороший показатель вращения — асимметричные складки, особенно складки волочения, широко распространенные в глубоко метаморфизованных толщах. Они обусловлены простым или более сложным сдвигом, связанным с вращением, и пригодны в основном для качественных оценок положения оси и направления вращения. Косвенным признаком вращения может быть даже и сама деформация. Среди многочисленных разновидностей дисторсии в природе, по-видимому, очень широко распространен простой сдвиг. Как известно, он состоит из вращения и плоская, т.е. на номограмме (см. рис. 35,Б) точки ложатся на прямую



Рис. 43 Вращение амфиболитовой будины в толще гнейсов. Докембрий, Кольский полуостров 1 – амфиболит неяснополосчатый; 2 – гнейс; 3 – кварц-плагиоклазовые гнезда; 4 – угол и направление поворота будины

 $a_2/a_0 = 1$, то следует особо тщательно искать признаки вращения, так как весьма вероятно, что эта деформация вызвана простым сдвигом. Конечно, может оказаться, что данная плоская деформация и не связана с простым сдвигом и даже вообще лишена вращения, т.е. является чистым сдвигом. Однако этот случай значительно менее вероятен, так как свободные от вращения деформации обычно трехмерны.

И з менение объема. Изменения объемов горных пород при деформациях распространены чрезвычайно широко. Они связаны с постоянным взаимодействием твердой части горных пород с находящейся в них подвижной фазой (растворами, флюндами, расплавами), которая играет роль катализатора при деформациях. Переход твердого вещества в подвижную фазу, перенос и кристаллизация его в другом месте способствуют деформации и значительно ускоряют процесс течения горных пород. В результате этого чисто механическая деформация горных пород неизменно сопровождается их усадкой в одном направлении (или месте) и разбуханием в другом. Кристаллизующиеся при этом минеральные новообразования, как правило, раздвигают частицы, располагаются упорядоченно и создают характерные особенности в структуре и текстуре деформированной горной породы. Они подчеркивают деформированность горной породы, позволяют определить направление ее растяжения и оценить величину растяжения отдельных горизонтов. Однако оценить величину изменения объема удается далеко не всегда, так как обычно отсутствуют критерии для однозначного подведения баланса между привносом и выносом вещества.

Увеличение объема и "разбухание" горной породы при деформации наиболее ясно обнаруживается на микро- и миниуровнях в породах, имеющих неоднородный состав. При деформации гравелитов и конгломератов, содержащих как пластичные, так и непластичные хрупкие гальки, часто можно наблюдать раздробление хрупких галек и растаскивание их обломков в направлении растяжения. При этом между обломками кристаллизуются минеральные новообразования, например волокнистый кальцит (табл. XI, XV). В этом случае увеличение объема раздробленной гальки очевидно и может быть легко определено путем подсчета объемов, занятых ее обломками и минеральными новообразованиями. Нередко объем увеличивается на 50-100% и больше (разумеется, эти цифры относятся только к объему конкретной изученной гальки). Столь же очевидное увеличение объема отдельных прослеев наблюдается в случае их будинирования с заполнением межбудинного пространства минеральными новообразованиями, например, тем же волокнистым калыштом или пегматитом (табл. IX, X, XI). Это же явление достаточно ясно наблюдается при образовании "двориков растяжения" из волокнистого кальцита около твердых включений (табл. XV). Границы таких двориков настолько четкие и кристаллы кальцита настолько чистые, что не возникает сомнения в том, что они выросли при отодвигании зерна от цемента, а не за счет его метасоматического

замещения. Изучая такие дворики и трещинки, заполненные волокнистым кальцитом, в деформированных карбонатных толщах Швейцарии, Д. Дерни и Дж. Рамсей [1976] разработали специальную методику измерения нарастающих деформаций.

В пеформированных карбонатных породах объемы, занятые новообразованным волокнистым калышитом, в ряде случаев чрезвычайно велики. В памирских тектонических покровах они нередко занимают более половины вещества горной поропы. Характерно их скопление в ядрах микроскладок, свидетельствующее о локальных разбуханиях породы, компенсирующих растяжение, возникающее при изгибании сравнительно жесткого прослоя (табл. XVI). В этих случаях синтектонические агрегаты волокнистых кристаллов кальцита, несомненно, характеризуют величину растяжения толши в направлении их нарастания. Однако общее увеличение объема горной породы остается проблематичным, так как неизвестно, в какой степени карбонатный материал привносился извне, а в какой происходило растворение местного калыцита. Если дворики растяжения возникли исключительно по принципу Рикке, то объем породы в макромасштабе мог вообще не изменяться. То же следует сказать и о двориках растяжения, широко распространенных в сильно метаморфизованных горных породах около кристаллов граната и состоящих обычно из полевого шпата и кварца (табл. XII). Их природа не всегда очевидна и часто вызывает дискуссии. Однако в большинстве случаев отмеченный выше механизм их образования представляется наиболее вероятным.

Уменьшение объема и "усадка" горной породы фиксируются труднее. Растворение и вынос вещества приходится восстанавливать по составу остатка при неизвестном составе исходной породы. Вероятно, некоторые углистые и кремнистые сланцы возникли за счет выноса из них карбонатного материала. Остатком, обогащенным железом и магнием, вероятно, являются полосы гранатитов в некоторых глубоко метаморфизованных толщах. Можно назвать и другие примеры, однако достаточно надежные методы определения и измерения потерь горными породами объема, по-видимому, пока не разработаны.

Неопределенность в оценке изменения объемов горных пород приводит к некоторой неопределенности и в характеристике деформаций. К счастью, интенсивные и очень изменчивые нарастания и потери объемов на микро- и миниуровнях при переходе к более крупным объектам, обычно, компенсируют друг друга и делаются незаметными. Уже на макроуровне объемы деформирующихся толщ в большинстве случаев лишь несущественно изменяются за счет даек, жил альпийского типа, крупных межбудинных гнезд и пр. Поэтому при анализе деформаций на макро- и мегауровнях обычно можно считать объемы горных пород не меняющимися при деформации. Это, конечно, не относится к зонам массовой гранитизации, массового внедрения даск, интенсивной магматической и гидротермальной деятельности. В них объемы толщ значительно изменяются на всех уровнях детальности, и величины этих изменений обязательно должны вводиться в расчеты деформаций и перемещений неоднородностей литосферы. Значительные изменения объемов осуществляются также при многих метаморфических и метасоматических преобразованиях горных пород, что вызывает брекчирование и выдавливание целых толщ (существенная потеря объема при доломитизации известняков или увеличение объема при серпентинизации ультрабазитов). Эти изменения не поддаются непосредственному измерению, но их можно вычислить и ввести в расчет.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Пластические деформации горных пород и толщ в той или иной мере исследовались и характеризовались многими геологами на протяжении всей истории геологии. В первой половине нашего столетия оценка деформаций осуществлялась исходя из анализа складок, тектонических покровов, складчатых систем или из анализа тектонического "скучивания" (Schaarung) крупных геотектонических зон, при котором "подвижные цепи теснее прижимаются друг к другу" [Штауб, 1935, с. 37]. Эти данные позволяли делать лишь грубые оценки деформаций и, скорее, характеризовали не деформацию конкретной горной породы или толщи, а направление действующих сил или перемещения плит. Петротектоника эпохи Б. Зандера тоже характеризовала в основном лишь динамическую обстановку.

За последние 30 лет деформации горных пород стали исследоваться и измеряться более попробно, в результате чего уже начали накапливаться количественные данные о деформациях в отдельных тектонических зонах. Э. Клоос [1958], изучив пеформированные солиты, оценил деформации в конкретных складчатых структурах. Автор этой главы по деформированным карбонатным галькам в девонских конгломератах охарактеризовал деформацию одного из участков Акбастачской зоны разломов в Казахстане. На этом участке конгломераты были раздавлены, и гальки в них "уменьшились в размерах в направлении давления в 4-5 раз и соответственно удлинились в двух перпендикулярных ему направлениях в 2-2,5 раза" [Лукьянов, 1959, с. 105]. В связи с этим наблюдалось пластическое течение конгломератов и известняков, выжимание их в зону разлома и внедрение вдоль него на расстояние до 15-20 км. Е.И. Паталаха [1962, 1967, 1970] исследовал распределение деформаций в палеозойских породах крупной Успенской тектонической зоны Казахстана. Он использовал многочисленные и разнообразные признаки для оценки величины деформации, оценил ее количественно и выделил ряд участков с различными характеристиками деформированности горных пород. Деформация оказалась распределенной неоднородно как по интенсивности, так и по направлениям. Однако при усреднении оказалось, что преобладают плоские деформации - субмеридиональное (поперек зоны) горизонтальное сжатие и субвертикальное растяжение. Суммарное сокращение ширины зоны оценено в 20 км (вдвое)¹. Анализируя деформации в разновозрастных толшах, автор попытался также охарактеризовать историю развития деформации. Разработанная Е.И. Паталахой методика изучения деформаций и ее приложение к конкретной структуре явились весьма существенным шагом вперед в изучении деформаций в земной коре. В дальнейшем Е.И. Паталаха и его сотрудники, используя эту методику, изучили деформацию в ряде других районов Казахстана (Каратау и др.). При детальном изучении поперечных профилей через линейные тектонические зоны они неизменно и повсеместно обнаруживали в горных породах следы деформаций – то очень больших, то незначительных, описывали неоднородное их распределение и отмечали увеличение деформации по мере приближения к крупным разломам.

П. Шукрун и М. Сэгюре детально исследовали деформации горных пород вдоль профиля, пересекающего Пиренен у западного конца их палеозойской осевой зоны. Для измерения деформаций они использовали как деформированные объекты (будинаж, растянутые гальки), так и синтектоническую кристаллизацию (трешины растяжения, тени давления). Изучение этого 60-километрового пересечения сложной покровно-складчатой системы привело авторов к выводам, близким к выводам Е.И. Паталахи по Успенской зоне Казахстана: деформации неоднородны, местами очень велики, плоскости расплющивания располагаются вокруг вертикали веерообразно с максимальным растягивающим напряжением в направлении падения, общее сокращение близко к горизонтальному, перпендикулярно горной цепи и может быть оценено в 50 км (т.е. почти вдвое). По мнению авторов, "...это может быть вызвано только значительным сжатием коры, связанным со столкновением Иберийской и Европейской плит" [Шукрун, Сэгюре, 1976, с. 166]. При такой трактовке специального объяснения потребовали только тектонические покровы, в которых меловые известняки "испытали ламинарное течение вдоль субгоризонтальных плоскостей", а "ось удлинения ориентирована в направлении север-юг и горизонтально" [Там же, с. 164]. Объяснение такого отклонения от общей закономерности авторы ограничили подчеркиванием крайней неоднородности деформации и гравитационных осложнений процесса. Эти и другие исследования показали, что в складчатых областях всюду, где проводились специальные исследования, были обнаружены значительные, но неоднородно распределенные пластические деформации горных

¹ Е.И. Паталаха отмечает при этом, что "высчитанное укорочение не соответствует действительному сжатию земной коры, поскольку не учтены разрывные и, в частности, сбросовые деформации, которые могли погасить этот эффект" [1967, с. 91].

пород, причем величина максимального удлинения нередко измерялась несколькими сотнями процентов.

Весьма большие деформации были изучены в глубоко метаморфизованных докембрийских толщах различных районов. Их подробно изучали многочисленные исследователи на протяжении длительного времени. Несмотря на то что в работах количественные оценки деформаций приводятся далеко не всегда, исключительно сильная деформированность докембрийских толщ в большинстве районов может считаться установленной. Ф. Тернер и Л. Вейсс [Turner, Weiss, 1963] усовершенствовали и разработали специальные методы структурного анализа, которые вызвали массовый поток информации и привели к выделению многочисленных фаз деформаций в сложно дислоцированных толщах докембрия всюду, где этот анализ применялся. Это свидетельствует о большой подвижности толщ, претерпевших глубокий метаморфизм, о сложности и длительности испытанных ими деформаций. Сложная складчатость и интенсивное тектоническое течение пород были установлены во многих районах, где ранее предполагалось спокойное залегание толщ [Эз, 1976]. Была подчеркнута существенная роль расплющивания толщ в вертикальном и горизонтальном направлениях [Милеев, 1976]. В различных условиях была показана неоднородность деформаций как в отдельных частях формирующихся крупных структур, так и в горных породах различного состава [Тохтуев, 1972: Сорвачев, 1978]. Была подчеркнута распространенность небольших и крупных зон пластического течения в кристаллических толщах [Mitra, 1978]. Данные о деформациях в докембрийских толщах свидетельствуют о большой подвижности горных пород в глубинных зонах земной коры.

Некоторые важные закономерности неоднородного распределения деформации были изучены нами в палеозоидах Центрального Казахстана на специально выбранном полигоне площадью более 5000 км² [Лукьянов, 1961a, б, 1965]. Несмотря на то что при этих работах проводилась в основном лишь качественная оценка деформации, удалось обнаружить, что парагенезы структур, характеризующие зоны интенсивного тектонического течения в этом районе, значительно отличаются друг от друга и могут быть отнесены к трем типам: сжатия, растяжения и сдвига. Район обладал нелинейным германотипным стилем тектоники, и многокилометровые подвижные зоны образовали прихотливую сеть, обтекая и ограничивая менее деформированные блоки. Появление того или иного парагенеза структур в этих зонах определялось их ориентировкой, а все вместе они составляли закономерный структурный рисунок с правильным чередованием парагенезов поперечного к зонам горизонтального сжатия, растяжения или продольного сдвига.

Таким образом, на площади большого полигона крупные тектонические структуры образовывали закономерное сочетание структур сжатия, растяжения и сдвига, которое нередко можно наблюдать в небольшом обнажении или даже в образце деформированной горной породы и которое свидетельствует о направленном тектоническом течении и деформации всего региона на мегауровне. В данном случае происходил горизонтальный сдвиг региона. Работами Н.А. Берзина, Л.М. Расцветаева, В.Г. Трифонова, И.Г. Щерба и других были обнаружены столь же закономерные рисунки во многих местах как палеозойских, так и альпийских складчатых сооружений.

Оценку деформаций в зонах развития тектонических покровов мы проводили на Памире, где глубокая расчлененность рельефа позволяет наблюдать разрезы покровных структур на глубину в несколько километров. Во многих тектонических покровах, сложенных известняками и сильно карбонатными породами юры, мела и палеогена (район р. Танымас), деформации оказались чрезвычайно большими. Отношение a_1/a_3 в деформированных гальках конгломератов часто превышает 10, а местами 50, 100 и даже 200. При этом a_2/a_3 не очень велико и обычно свидетельствует либо о плоской деформации, либо даже о двухосном сжатии. В таких условиях растяжение вдоль длинной оси эллипсоида измеряется несколькими сотнями и даже тысячами процентов (см. рис. 35). В большинстве случаев ось растяжения направлена субгоризонтально, вдоль поверхности надвигания, а ось сжатия перпендикулярно ей (субвертикально). Линейность, обусловленная вытянутостью включений, обычно сохраняет постоянную ориентировку на значительной площади. На плато Чебаранг по ней можно проверять компас. Однако в ряде мест она испытывает значительные отклонения, фиксируя искривление тектонических потоков.

Данные по деформации галек и фауны подтверждаются изучением будунирования и синтектонических новообразований кальцита. Будинирование прослоев в ритмично построенных толщах нередко перерастает в брекчирование, которое охватывает целые толщи и формирует мощные линзы тектонических брекчий, не связанных с какими бы то ни было конкретными разломами. Во многих случаях в деформированных толщах можно найти признаки нулевого или очень незначительного вращения. Изредка (особенно вблизи поверхностей надвигания и в зонах интенсивной складчатости) можно предполагать значительное вращение, хотя данных об этом немного. Местами в покровах сохраняются слабо деформированные породы, которые, по-видимому, пассивно перемещаются интенсивно деформирующейся массой.

Приведенные данные позволили нам утверждать, что изученные тектонические покровы связаны с горизонтальным растяжением (а не со сжатием) в условиях вертикального раздавливания толщ и сравнивать их образование с движением ледниковых покровов [Лукьянов, 1972]. К такому же выводу о механизме движения тектонических покровов пришел X. Рамберг на основе изучения скандинавских каледонид и тектонофизического моделирования.

Однако деформация мощных толщ, приводящая к образованию тектонических покровов, очевидно, очень сложна и отнюдь не исключительно связана с их вертикальным раздавливанием. Об этом свидетельствуют оценки деформации горных пород, проведенные нами в верховьях ущелья Шукор-джилга на Центральном Памире. Здесь можно наблюдать разрез тектонического покрова, причем выше поверхности надвигания породы раздавлены в вертикальном и растеклись в горизонтальном направлении, а ниже нее, напротив, наблюдается сильное сжатие толщ в горизонтальном направлении и растяжение в вертикальном. В обоих случаях удлинение (по раздавленным галькам в конгломератах) оценивается сотнями процентов. Таким образом, здесь происходит автономная и противоречивая деформация пород автохтона и аллохтона. Вероятно, нечто подобное наблюдалиП. Шукрун и М. Сэгюре [1976] в покрове Гаварни в Пиренеях. Поэтому это явление вряд ли может считаться исключительным и оно должно иметь естественное и закономерное объяснение.

Оценивая способность горных пород к пластическому течению в зависимости от степени их метаморфизма, следует признать, что какого-либо порога, необходимого для начала процесса, не существует. Мы исследовали микроструктуру горных пород на разных стадиях катагенеза, и уже на его ранних стадиях наблюдали в породах, переживших стресс, такие изменения их структуры, которые свидетельствуют о пластической деформации породы и начинающемся динамометаморфизме. Это прежде всего касается возникновения синтектонических ориентированных новообразований: волокнистых выделений кальцита в тенях давления, в однообразно ориентированных трещинках и в катаклазированных зернах [Лукьянова, Лукьянов, 1979]. При дальнейшем нарастании катагенеза и метаморфизма в условиях стресса динамометаморфизм продолжает развиваться, свидетельствуя о пластической деформации горной породы. Судя по микроструктурам, пластическое течение тесно связано со степенью синтектонической перекристаллизованности породы и не имеет прямой связи с фациями метаморфизма, определенными по соответствующим парагенезам минералов.

Действительно, пластическое течение в меловых и палеогеновых толщах Памира в ряде мест по интенсивности течения не уступает докембрию Кольского полуострова или глетчерному льду ледника Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии. Во всех трех случаях течение сопровождается как катаклазом, так и очень сильной перекристаллизацией породы с возникновением сходных динамометаморфических структур (табл. II, III, IV). Однако в первом случае процесс осуществляется в различных зонах катагенеза, местами в фации зеленых сланцев, во втором — в амфиболитовой фации, а в третьем — в условиях ледника. Соответственно в первом случае наиболее активным веществом, участвующим в перекристаллизации, являются карбонаты, во втором — кварц-плагиоклазовый агрегат, а в третьем лед. В то же время фации метаморфизма, несомненно, оказывают косвенное влияние на пластическое течение горных пород. Так, в памирских покровах в условиях фации зеленых сланцев в конгломератах легко растекаются гальки известняка, а кварцевые гальки подвергаются лишь катаклазу. В нескольких сотнях метров ниже по разрезу в юрских конгломератах кварцевые гальки уже испытывают пластические деформации, потому что юра попадает в зону амфиболитовой фации метаморфизма, которая окружает находящуюся поблизости Кударинскую гранитную интрузию.

Таким образом, в разных зонах метаморфизма одни и те же горные породы обладают разной пластичностью. Это, конечно, оказывает существенное влияние на неоднородность распределения деформаций в толщах горных пород. По-видимому, в каждой фации метаморфизма и каждых конкретных геологических условиях можно составить "ряд пластичности" горных пород, расположив их последовательно в соответствии со способностью к пластическому течению. В качестве примера приведем такой ряд, составленный К.К. Сорвачевым для условий формирования гранитогнейсовых структур (по возрастанию пластичности) : пироксенсодержащие кристаллические сланцы – амфиболиты, амфиболовые гнейсы – биотит амфиболовые гнейсы – амфибол-биотитовые гнейсы – биотитовые гнейсы – плагиогнейсы – гранитогнейсы – кварц-полевошпатовый материал мигматитов. Приводя этот ряд, автор подчеркивает, что "этот ряд пластичности, безусловно, не универсален. В каждой конкретной физико-химической обстановке, которой отвечало свое реологическое состояние пород, ряд пластичности мог быть отличен от приведенного" [Сорвачев, 1978, с. 91].

Приведенные выше сведения позволяют сделать некоторые выводы, важные, как мне 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 иной 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 деформированности горных пород оценена далеко не везде. Там, где это сделано, как правило, обнаружено неравномерное распределение деформаций. В сильно деформированных участках и зонах течения не являются редкостью удлинения, измеряемые сотнями и даже тысячами процентов (и соответствующие укорочения в других направлениях). 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. В то же время известно, что она имеет неоднородный состав.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ И РАССЛОЕНИЕ НЕОДНОРОДНОГО ВЕЩЕСТВА

Наиболее существенные перераспределения вещества при деформации вызываются плотностными и вязкостными неоднородностями. Плотностные неоднородности в гравитационном поле вызывают гравитационный тектогенез, а вязкостные неоднородности приводят к неоднородной деформации в условиях напряженного состояния.

Говоря о гравитационном тектогенезе, обычно рассматривают¹ инверсию плотностей и всплывание легкого вещества из-под тяжелого, в результате чего возникают эффектные купольные структуры. По-видимому, более общим и очень широко распространенным источником гравитационных перемещений являются всего

¹ Если не считать наивно-тривиальных рассуждений о сползаниях по наклонным поверхностям вниз.



Рис. 44. Модель образца из двух силиконовых клиньев *А* – до центрифугирования, *Б* – после центрифугирования

лишь не вполне горизонтальные поверхности раздела между тяжелым веществом, находящимся снизу, и легким вверху, т.е. такое распределение вещества, в котором не сразу распознается инверсия плотностей.

Из механики известно, что минимальным запасом потенциальной энергии обладает система с горизонтальной поверхностью раздела между тяжелой (внизу) и легкой (вверху) средами. Следовательно, наклонное положение границы между этими средами придает системе дополнительный запас энергии, который может быть использован на деформацию. Поэтому направление процесса (граница стремится занять горизонтальное положение) и его энергетическое обеспечение известны заранее. Деформация должна произойти, если только вещество способно деформироваться. Отсюда следует, что всякое геологическое тело, имеющее форму, отличную от бесконечного горизонтального пласта, само по себе является потенциальным источником деформаций, причем деформаций неоднородных и закономерно распределенных как в этом теле, так и в окружающей его среде.

Деформацию, вызванную наклонным положением границы раздела, я зываю эффектом клина. Геометрическое проявление клин-эффекта будет рассмотрено ниже.

Различие в вязкости среды приводит к неоднородностям в ее деформации, если среда находится в напряженном состоянии (т.е. если имеется ненулевой девиатор напряжения или градиент давления, отличный от геостатического). Наименее вязкое вещество деформируется быстрее и поэтому выдавливается в участки наименьшего давления, а в условиях анизотропного напряжения вытягивается параллельно оси наименьшего сжатия. Это выдавливание и изменение формы тел подвижного вещества может осуществиться и осуществляется лишь при обязательном условии об-



Рис. 45. Деформация трапеции

Рис. 46. Перемещение точек (a) вдоль оси x_1 (Δl), относительное удлинение (б) вдоль оси x_1 (E_{dl}) и (в) перпендикулярно оси x_1 (E_a)

щей деформации всей системы¹. Деформацию разновязкостной среды, вызванную неоднородностями или анизотропией поля напряжения, я называю эффектом пресса. Этот эффект широко распространен, однако я не буду его подробно описывать в этой главе, так как на расслоение литосферы он, по-видимому, оказывает меньшее влияние, чем эффект клина.

Клин-эффект. Для характеристики деформаций, вызванных клин-эффектом, рассмотрим следующий эксперимент, осуществленный на эквивалентных материалах с применением центрифуги². Плоская модель размером 10х5 см была составлена из двух клиньев, разделенных наклонной границей. Нижний клин — из серого силикона, утяжеленного примесью баритовой муки ($\rho = 1,77$ г/см³, $\mu =$ $= 10.10^{5} \pm 20\%$ пуаз), верхний — из черного силикона $(\rho = 1,42 \text{ г/см}^3, \mu = 15 \cdot 10^5 \pm 10\%$ пуаз). Для наблюдения за деформацией в каждый клин были введены тонкие (0,25 мм) пластины-метки из белого пластилина ($\rho = 1,73 \, \text{г/см}^3$) (рис. 44). Центрифугирование проводилось при $t = 20 \pm 2^{\circ}C$ в течение 5 мин при центробежном ускорении 1500 g и еще 10 мин при центробежном ускорении 2000 g. Во время центрифугирования образец находился в кассете. Его верхняя (свободная) поверхность оставалась горизон-



тальной, но во время опыта наблюдалось движение вещества на этой поверхности в горизонтальном направлении. После центрифугирования образец был разрезан (см. рис. 44). Граница между клиньями, как и следовало ожидать, стала почти горизонтальной. При этом по ней произошел значительный сдвиг (в геологическом

¹ Х. Рамберг [1970], разрабатывая теорию перераспределения вещества в зависимости от его вязкости, вводит понятие потенциала или энергии формы. Эти представления удобны для решения конкретных задач. Однако они не имеют энергетического смысла, так как анизотропное поле напряжений, которым оперирует автор, не может существовать само по себе. Оно всегда вызвано внешними силами, и именно работа этих сил при деформации определяет энергетику процесса. В связи с этим эффект переориентировки деформируемого тела внутри системы возможен только в случае деформации всей системы в целом.

² Эксперименты были осуществлены в Упсальском университете в лаборатории проф. Х. Рамберга, который любезно предоставил мне такую возможность. При обдумывании и осуществлении экспериментов мне помогли консультации с проф. Х. Рамбергом, проф. С.К. Гхошем, Р. Холлом и Б. Троенгом, которым я глубоко благодарен.

смысле — "надвиг", даже "покров"). Значительное рассредоточенное смещение наблюдается и в прилегающих к границе частях клиньев, что видно по изгибу вертикальных меток. По образовавшемуся надвигу вещество верхнего клина переместилось вверх и налево (в сторону узкой части клина), а нижнего вниз и направо (тоже в сторону узкой части клина). Амплитуда относительного перемещения в центре образца максимальна, а у краев сходит к нулю. Ее максимальная величина (если учитывать и плавные изгибы меток) достигает почти половины длины образца. Толстые концы клиньев сжались в вертикальном направлении и растянулись в горизонтальном. Тонкие концы, напротив, в вертикальном направлении сильно растянулись, а в горизонтальном — сжались. Это хорошо видно по положению вертикальных и горизонтальных меток.

Таким образом, неизбежное выполаживание наклонной границы раздела привело: 1) к срыву со значительным субгоризонтальным перемещением вдоль этой границы; 2) к такой автономной деформации клиньев, когда над зоной горизонтального сжатия в одном из них располагается зона горизонтального растяжения в другом, и наоборот.

Однако нас интересует не только качественное проявление клин-эффекта, но и его количественное выражение, прежде всего в отношении распределения величин деформаций и перемещений по разрыву. В модели их можно измерить Для некоторых случаев их можно рассчитать.

Рассмотрим клинья, расположенные так же, как на фиг. 44, и имеющие форму трапеций¹ с основаниями A и B и высотой (длиной клина) L. Пусть после деформации они превратятся в прямоугольники, а сдвиг будет целиком сосредоточен вдоль поверхности раздела клиньев. Выясним, как распределяются вдоль оси x_1 : 1) величины сдвига на контакте клиньев; 2) удлинения вдоль оси x_1 ; 3) удлинения вдоль оси x_2 . Поскольку деформация в обоих клиньях происходит аналогично, достаточно ограничиться вычислением этих величин при деформации трапеции в прямоугольник (рис. 45).

Пусть A - длина большого основания трапеции (OA), B - меньшего (LB), L - ее высота (OL), т.е. "длина клина", MN – произвольное вертикальное сечение до деформации, M*N* – оно же, после деформации, a и a^* – длина этого сечения до и после деформации, l и l^* – расстояние от OA до MN до и после деформации, Δl – перемещение сечения MN вдоль x_1 при деформации ($\Delta l = l^* - l$); dl, da, dS – элементарные приращения соответствующих длин и площади у сечения MN; dl^* , da^* , dS^* – они же после деформации, т.е. у сечения M*N* ($dS = a \cdot dl$; $dS^* = a^* \cdot dl^*$).

Определим перемещение точек вдоль оси x₁. До деформации:

 $\frac{da}{dl} = -\frac{A-B}{L} - \text{по условию,}$ $a(l) = A - \frac{A-B}{L}l,$ $dS = (A - \frac{A-B}{L}l)dl.$

Проанализировать именно такие системы целесообразно потому, что любую линзу горных пород или толщу с переменной мощностью можно аппроксимировать системой трапециевидных клиньев, мысленно разбив ее на части вертикальными линиями. При этом если такая разбивка будет совпадать с плоскостями симметрии неоднородностей, го длины клиньев (L) при деформации останутся неизменными. Если же такого совпадения не будет и длины клиньев будут изменяться при деформации, то, рассчитав клин эффект для L=const, нетрудно потом ввести поправку на изменение длины каждого клина (путем деформации результирующего прямоугольника) и на смещение каждого клина в целом за счет изменений длин соседних клиньев. Болес гого, используя номограммы (см. рис. 35) и подход, охарактеризованный на с. 121 в простых случаях можно даже от плоских деформации перейти к трехмерным. Этими соображениями мы руководствовались, когда проводили моделирование и приведенные ниже расчеты.

После деформации:

$$\frac{da^*}{dl^*} = 0,$$

$$a^*(l^*) = \frac{A+B}{2} = \text{Const},$$

$$dS^* = \frac{A+B}{2} dl^*.$$

По условию площадь клина постоянна и $dS = dS^*$. Следовательно,

$$(A-\frac{A-B}{L}l)dl=\frac{A+B}{2}dl^*.$$

После интегрирования:

$$Al - \frac{A-B}{2L}l^2 = \frac{A+B}{2}l^* + C.$$
 Принимаем $C = 0,$

тогда
$$l^* = \frac{2A}{A+B} l - \frac{A-B}{L(A+B)} l^2$$
, $l^* = \frac{L}{A-B} (A - \sqrt{A^2 - (A^2 - B^2)} l^*)$, и переме-

щение точек вдоль оси x₁ в системе Лагранжа:

$$\Delta l = l^* - l = \frac{A-B}{A+B} \left(l - \frac{1}{L} l^2 \right)$$
, в системе Эйлера:

$$\Delta l^* = l^* - l = l^* - \frac{L}{A - B} \left(A - \sqrt{A^2 - (A^2 - B^2) \frac{l^*}{L}} \right).$$

В случае если клин имеет форму треугольника (B = 0):

$$\Delta l = l - \frac{1}{L} l^2,$$

$$\Delta l^* = l^* - L \left(1 - \sqrt{1 - \frac{l^*}{L}}\right) \text{ (рис. 46,A)}.$$

Характерно, что в эти выражения входит только длина клина (L) и не входит его "толщина" (A), характеризующая угол наклона. Таким образом, величина сдвига, т.е. перемещения точек вдоль оси x_1 , зависит от длины клина (может достигать четверти его длины!), но не зависит от того, под каким углом к горизонту была первоначально наклонена его поверхность. В общем случае трапециевидного клина (B \neq 0) эта особенность проявлена не столь отчетливо, но и там величина сдвига зависит в большей степени от соотношения величин A и B, чем от угла наклона поверхности. (В то же время угол наклона поверхности определяет скорость процесса деформации.)

Определим распределение величин относительного удлинения¹ элементарных отрезков, параллельных оси x₁, т.е.

$$E_{dl} = \frac{dl^* - dl}{dl} = \frac{dl^*}{dl} - 1.$$

¹ При очень большой деформации коэффициент относительных удлинений $E = (ds - ds_0)/ds_0$ принимает весьма большие положительные значения, что затрудняет построение графиков. В этом случае полезно использовать коэффициент $E' = E/\alpha = (ds - ds_0)/ds$ (где $\alpha = ds/ds_0$), который всегда меньше 1. На графиках (рис. 46–48) кривые, показывающие распределение удлинений в координатах Эйлера, характеризуют значения этого коэффициента (E'_a, E'_{dl}) . В координатах Лагранжа показаны коэффициенты относительных удлинений (E_a, E_{dl}) . Это позволило расположить кривые на графиках не слишком тесно.

Из системы уравнений:

$$dS = (A - \frac{A - B}{L}l)dl$$
$$dS^* = \frac{A + B}{2}dl^*$$
$$dS = dS^*$$
$$l = \frac{L}{A - B}(A - \sqrt{A^2 - (A^2 - B^2)\frac{l^*}{L}}),$$

получим

$$dl^* = \left(\frac{2A}{A+B} - 2\frac{A-B}{(A+B)L}l\right)dl,$$

$$dl = \frac{(A+B) dl^*}{2 \sqrt{A^2 - (A^2 - B^2) \frac{l^*}{L}}},$$

и окончательно в системе Лагранжа: $E_{dl} = \frac{A-B}{A+B}(1-2\frac{l}{L})$,

в системе Эйлера:

$$E_{dl} * = \frac{2\sqrt{A^2 - (A^2 - B^2)l^*/L}}{A + B} - 1.$$

В табл. 3 и на графиках (рис. 46-48) приведены величины $E'_{dl} = E_{dl} / a$:

$$E'_{dl^*} = 1 - \frac{A + B}{2\sqrt{A^2 - (A^2 - B^2)l^*/L'}}$$

В случае, если клин имеет форму треугольника (В = 0),

$$E_{dl} = 1 - 2\frac{l}{L},$$

 $E_{dl} = 2\sqrt{1 - \frac{l^{*}}{L}} - 1,$
 $E'_{dl} = 1 - \frac{1}{2\sqrt{1 - \frac{l^{*}}{L}}}$ (рис. 46,Б).

Из этих выражений очевидно, что замечание, сделанное по поводу величины сдвига, справедливо и в этом случае.

Определим распределение величин относительного удлинения отрезков, перпендикулярных оси x₁, т.е.

$$E_a=\frac{a^*-a}{a}=\frac{a^*}{a}-1.$$

Из системы уравнений:

$$a = A - \frac{A - B}{L} l,$$

$$a^* = \frac{A + B}{2},$$

$$l = \frac{L}{A - B} \left(A - \sqrt{A^2 - (A^2 - B^2) \frac{l^*}{L}} \right),$$

٠

.

$$a = a^{*} \frac{2\sqrt{A^{2} - (A^{2} - B^{2})\frac{l^{*}}{L}}}{A + B},$$

$$a^{*} = a \frac{A + B}{2[A - (A - B)\frac{l}{L}]},$$

и окончательно в системе Лагранжа:

$$E_{a} = \frac{A+B}{2[A-(A-B)\frac{l}{L}]} - 1,$$

в системе Эйлера:

$$E_{a^*} = \frac{A+B}{2\sqrt{A^2 - (A^2 - B^2)\frac{l^*}{L}}} - 1.$$

В табл. 3 и на графиках (рис. 46–48) приведены величины $E'_{a*} = E_{a*}/a$:

$$E'_{a^*} = 1 - \frac{2\sqrt{A^2 - (A^2 - B^2)\frac{l^*}{L}}}{A^{+B}}.$$

В случае, если клин имеет форму треугольника (B = 0),

$$E_a = \frac{1}{2(1-\frac{l}{L})} - 1, \quad E_{a^*} = \frac{1}{2\sqrt{1-\frac{l^*}{L}}} - 1, \quad E'_{a^*} = 1 - 2\sqrt{1-\frac{l^*}{L}} \quad (\text{рис. 46,B}).$$



Таким образом, удлинение отрезков, перпендикулярных x_1 , тоже не зависит от угла наклона и определяется отношением l, т.е. нахождением отрезка в той или иной части клина.

Все данные об описанных деформациях треугольного клина сведены на графике (рис. 47), который позволяет оценить и сопоставить относительные удлинения в каждом из двух направлений с перемещениями частиц вдоль оси x₁ в любой точке деформированного клина.

Как я уже отмечал, деформации трапециевидных клиньев в количественном отношении значительно отличаются от деформации треугольных клиньев. Они очень существенно зависят от отношения $\frac{B}{A}$, причем, с увеличением этого отношения все проявления деформаций довольно быстро

Рис. 47. Совмещенный график $\Delta l, E_{dl}, E_a$




затухают. Чтобы охарак теризовать это затухание, приведем таблицы и графики, на которых сопоставлены перемещения точек, удлинения вдоль x_1 и удлинения перпендикулярно x_1 для трапеций с B = 0, $B = \frac{1}{3}A$, $B = \frac{1}{2}A$ (табл. 3, рис. 48).

Приведенные расчеты показывают, что при расслоении толщ, имеющих первоначально линзовое строение, крупные объемы горных пород испытывают сравнительно небольшие деформации, растяжение в которых не превышает 100%, а в значительных объемах — даже 50%. Только в узких вертикальных зонах горизонтальное сжатие резко нарастает и приводит к вертикальному растяжению, измеряемому сотнями процентов. Вместе с тем сдвиговые перемещения вдоль горизонтальных поверхностей разрыва достигают очень больших величин, причем они зависят от протяженности деформируемой линзы и могут достигать половины ее длины.





На рис. 49 схематически изображен пример более сложной модели расслаивания участка литосферы, имевшей до деформации линзовое строение, а после деформации расслоенное. На нем видна автономность деформаций разных горизонтов и резкое несоответствие их структурных планов. Видна также повсеместная распространенность незначительных деформаций, их неоднородность и закономерное появление узких вертикальных зон интенсивного горизонтального сжатия. Образо-



Таблица З

Зависимость величин $\Delta l/L$, E_{dl} и E_{a} от отношения длин оснований

I/L		0	0,1	0,2	0,3	
$\frac{\Delta l}{L}$	B = 0	0	0,09	0,16	0,21	
	B/A = 1/3	0	0,045	0,08	0,105	
	B/A = 1/2	0	0,03	0,053	0,07	
Edl	B = 0	1,0	0,8	0,6	0,4	
	B/A = 1/3	0,5	0,4	0,3	0,2	
	B/A = 1/2	0,33	0,27	0,2	0,13	
Ea	B = 0	-0,5	-0,44	-0,37	-0,29	
	B/A = 1/3	-0,33	-0,29	-0,23	-0,16	
	B/A = 1/2	-0,25	-0,21	-0,17	-0,12	
$\frac{\Delta l^*}{L}$	B = 0	0	0,049	0,094	0,136	
	B/A = 1/3	0	0,032	0,06	0,085	
	B/A = 1/2	0	0,024	0,044	0,061	
E'dl∙	B = 0	0,5	0,47	0,44	0,40	
	B/A = 1/3	0,33	0,3	0,27	0,22	
	B/A = 1/2	0,25	0,22	0,19	0,15	
E'_a*	B = 0	-1,0	-0,9	-0,79	-0,67	
	B/A = 1/3	-0,5	-0,43	-0,36	-0,28	
	B/A = 1/2	-0,33	0,28	-0,23	-0,17	

Примечание. $\Delta l, E_{dl}, E_a$ – перемещение точек вдоль оси x_1 , относительное удлинение вдоль оси x_1 и относительное удлинение перпендикулярно оси x_1 в системе Лагранжа, $\Delta l^*, E_{dl^*}, E_{de^*}$ – то же, в системе Эйлера (E' = E/a, см. сноску на с. 140).

рис. 49. Распределение деформаций и перемещений при расслоении толщи, имеющей сложнолинзовое строение (клин-эффект в трехслойной плоской модели).

А - модель до деформации, Б - она же после деформации. I - направление и величина сдвига частиц (в процентах от длины модели); 2 – участки нулевого сдвига; 3 – зоны пулевой деформации, отделяющие области горизонтального сжатия (вертикального растяжения) от областей горизонтального растяжения (вертикального сжатия); 4 - зоны с очень малой, практически незаметной деформацией (сжатие 0-30%, растяжение – 0-45%): a – в областях горизонтального сжатия, б – в областях горизонтального растяжения; 5 – зоны с заметной деформацией (сжатие 30-45%, растяжение 45-80%): а - в областях горизонтального сжатия, б – в областях горизонтального растяжения; б – зоны с большой, легко наблюдаемой деформацией (сжатие 45-80%, растяжение 80-400%): а - в областях горизонтального сжатия, б в областях горизонтального растяжения; 7 – зоны с очень большой деформацией (сжатие больше 80%, растяжение больше 400%) в областях горизонтального сжатия; 8 – границы между областями с различной интенсивностью деформации (цифрами указано горизонтальное удлинение в процентах: положительные величины - растяжение, отрицательные - сжатие). Около границ между пластинами знаки 4-8 не нанесены. Римскими цифрами обозначены клинья, различающиеся по плотности: $\rho_{\rm I} = \rho_{\rm IA} < \rho_{\rm II} < \rho_{\rm III}$. Обратите внимание на: 1) локальность распределения деформаций, 2) ограниченность и узость зон больших деформаций (условные знаки 6 и 7), 3) большую величну сдвигов вдоль горизонтальных границ пластин, 4) разнонаправленность сдвигов, 5) слабую деформированность пластин в местах максимальных сдвигов и сильную – в местах затухания сдвигов, 6) резко несогласный (даже обратный) стиль деформированности смежных пластин

←----

вавшиеся слои (пластины) разделены горизонтальными поверхностями срыва с изменчивой амплитудой смещения, местами достигающей очень большой величины.

Сущность клин эффекта и его значение для тектонического расслоения литосферы можно сформулировать следующим образом. Если две способные деформироваться среды с разной плотностью располагаются так, что граница между ними наклонна, то они испытывают закономерно распределенные неоднородные деформации, приводящие к уменьшению угла наклона этой границы, стремящейся занять нормальное горизонтальное положение. Под нормальным горизонтальным положением границы раздела (0°) понимается такое ее горизонтальное положение, когда менее плотная среда находится выше более плотной. В противном случае ее положе-

0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
0,24	0,25	0,24	0,21	0,16	0,09	0
0,12	0,125	0,12	0,105	0,08	0.045	0
0,08	0,083	0,08	0,07	0,053	0,03	0
0,2	0,0	-0,2	-0,4	-0,6	-0,8	-1,0
0,1	0,0	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	-0.5
0,07	0,0	-0,07	-0,13	-0,2	-0,27	-0,33
-0,17	0,0	0,25	0,66	1,5	4,0	
-0,09	0,0	0,11	0,25	0,43	0,67	1.0
-0,06	0,0	0,07	0,15	0,25	0,36	0,5
0,175	0,207	0,23	0,148	0,247	0,216	0
0,104	0,118	0,125	0,122	0,105	0,071	0
0,073	0,081	0,083	0,078	0,065	0,04	0
0,35	0,29	0,21	0,08	-0,12	-0,58	_ ∞
0,17	0,1	0,02	0,09	-0,24	-0,49	-1.0
0,1	0,05	-0,01	-0,09	-0,19	-0,31	-0,5
-0,55	-0,41	-0,28	-0,09	0,1	0,37	1.0
-0,20	-0,12	-0,02	0,08	0,195	0,33	0,5
-0,12	-0,05	0,01	0,08	0.16	0.24	0.33

деформируемой трапеции (В/А)

ние будет перевернутым горизонтальным (180°). Соответственно углы наклона границы определяются в пределах от 0 до 180° и их уменьшение при нормальном расположении сред (от 90 до 0°) ведет к уменьшению крутизны, а при перевернутом (от 180 до 90°) – к увеличению крутизны границы. В первом случае со временем нарастают горизонтальные движения и расслоение, а во втором – формирование купольных структур. Отсюда следует, что рассмотренные примеры клин-эффекта и хорощю известные модели всплывания куполов характеризуют очень близкие явления (иногда даже стадии единого процесса). Однако в приведенных примерах господствующую позицию занимают горизонтальные перемещения вещества, в результате чего система приближается к равновесному расслоенному состоянию.

Механизм процесса энергетически определяется работой вертикально ориентированных гравитационных сил. Он в общем соответствует разработанному В.В. Белоусовым механизму адвективных деформаций, основными кинематическими элементами которых "являются выжимание и нагнетание. Породы расплющиваются в одних местах и, выжимаясь, нагнетаются в другие, скучиваясь массами большей или меньшей величины" [Белоусов, 1975, с. 78]. Однако, как показывают расчеты, перемещения масс в основном осуществляются в горизонтальных направлениях. Поэтому никак нельзя согласиться со второй частью высказывания В.В. Белоусова о том, что "...выжимания и нагнетания происходят в разных направлениях, хотя в целом вертикальные перемещения должны преобладать, поскольку общее стремление системы состоит в перемещении легкого материала вверх, а тяжелого вниз" [Там же, с. 78]. Не должны они преобладать и не преобладают, потому что гравитационное расслаивание вещества в соответствии с его плотностью ведет к перемещениям вдоль выполаживающихся со временем поверхностей, а движение вдоль эквипотенциалей не требует затраты гравитационной энергии.

Приведенные в этой и других главах книги данные свидетельствуют о том, что во многих доступных наблюдению частях земной коры можно непосредственно наблюдать тектоническое расслоение литосферы. При расслоении происходят значительные перемещения тонких пластин горных пород, а во многих случаях горные породы текут, испытывая большие деформации. На основании косвенных данных, полученных путем интерпретации геофизических, геоморфологических и других материалов, можно предполагать, что такое же тектоническое расслоение охватывает всю литосферу. Если это так, то, во-первых, расслоенность литосферы имеет тектоническую природу и, во-вторых, литосфера является весьма подвижной субстанцией, способной испытывать большие деформации, течения, перемещения тонких пластин.

Теоретический анализ показывает, что в гравитационном поле неоднородное вещество литосферы стремится перераспределиться таким образом, чтобы неоднородности имели форму горизонтальных пластов. В условиях столь большой подвижности литосферы эта тенденция, по-видимому, достаточно быстро реализуется. Между "пластами" возникают смещения либо с разрывом сплошности, либо без разрыва сплошности пород. Широко распространенные в литосфере разломы – и крутые, и горизонтальные – сосредоточивают в себе смещения с разрывом сплошности. Зоны пластического течения пород без разрыва сплошности тоже широко распространены. Они описаны в многочисленных работах А.В. Лукьяновым, Е.И. Паталахой, Дж. Рамсеем, Уотерсоном, Митрой и др. Это – зоны пластического скольжения (planar shear zones) Дж. Рамсея, или зоны пластических деформаций (ductile deformation zones – DDZ) Митры. В настоящее время имеется достаточно оснований считать, что расслоенность литосферы имеет тектоническую природу.

ПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ГАББРО АЛЬПИНОТИПНЫХ МАССИВОВ

В связи с разработкой гипотезы континентального дрифта особое значение приобретают исследования глубинных тектонических процессов. Эти процессы находят свое отражение в деформационных структурах гипербазитов и габбро альпинотипных массивов, которые представляют, согласно самым различным геотектоническим и петрологическим моделям, вещество верхней мантии и нижней части базальтового слоя земной коры. Интерес к изучению деформаций в этих породах вызван тем, что во-первых, оливин – преобладающий минерал ультрабазитов – широко распространен в верхней мантии и, во-вторых, сравнительно простая структура оливина (в меньшей степени энстатита) позволяет описать его поведение в экспериментах законами физики кристаллов. Отсюда вытекают широкие возможности для кинетической и динамической интерпретации наблюдаемых деформационных структур.

При изучении габбро и ультрабазитов альпинотипных массивов, а также включений из кимберлитов и базальтов исследователи отмечают разную степень деформированности пород. Среди многих проявлений деформаций в этих породах, по общему мнению, широко распространено течение вещества в твердом состоянии.

Признаки пластических деформаций ультрабазитов и габбро рассматриваемой группы наблюдаются при полевых исследованиях в виде складок течения полосчатости, плойчатости жил, структур будинажа, закономерной линейной или плоскостной ориентировки минералов и их агрегатов. При петрографическом изучении шлифов этих пород под микроскопом, деформационные структуры обнаруживаются в виде закономерной ориентировки кристаллографических элементов (осей, плоскостей) минералов, волнистого утасания, полос излома (механических, иррациональных двойников), субзерен в оливине и энстатите, изгибов плоскостей спайности и ламеллей в пироксенах, двойников в плагиоклазах, а также перекристаллизации минералов с уменьшением или увеличением размеров их зерен.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Перечисленные факты, отмечаемые с различной степенью детальности практически в каждом описании ультрабазитов, привлекли к себе пристальное внимание сравнительно недавно — в конце 60-х — начале 70-х годов [Turner, Weiss, 1963; Ave Lallemant, 1967; Ave Lallemant, Carter, 1970; Raleigh, 1968; Carter, 1971; Carter, Raleigh, 1969; Nicolas et al., 1971]. В последние годы происходит быстрое накопление данных о влиянии эффективного напряжения, порового давления, температуры и фактора времени на механические свойства пород. Наиболее полными сводками о применимости законов теории деформаций, физики кристаллов к геологическим объектам и в первую очередь к ультраосновным породам являются публикации Николя и Пуарье [Nicolas, Poirier, 1976; Poirier, Nicolas, 1975, 1976].

Полевые геологические наблюдения дают обильную информацию, отражающую кинематику деформаций горных пород, однако количественные характеристики напряженного состояния и медленно протекающие процессы деформаций горных пород могут быть изучены в основном в экспериментальных условиях. Сопоставление природных деформационных структур с данными экспериментов и законами физики требуют привлечения некоторой установившейся терминологии. Пластичность качественно характеризует способность породы испытывать существенную деформацию без разрыва при определенных условиях, изменение одного из которых может привести к хрупкой деформации. Д. Хендин [1969] предложил в связи с отсутствием универсальных числовых характеристик подразделять материалы на очень хрупкие, хрупкие, умеренно хрупкие, умеренно пластичные и пластичные с соответствующей общей деформацией до разрыва или трещиннообразования 1,5-5, 2-8, 5-10% и более.

Рассмотрение режимов деформации в виде функции "деформация — время" показывает в самом общем случае наличие в ее пределах четырех отчетливых участков. Мгновенная упругая деформация характеризует линейный участок функции для начальных стадий деформации породы. В очень хрупких породах эта деформация может сохраняться до значений предела прочности. Участок функции, иногда существующий между линейной областью и пределом текучести, характеризует режим неустановившегося течения с уменьшающейся к пределу прочности скоростью деформации. Неустановившееся течение обычно невелико и может почти целиком восстанавливаться после снятия нагрузки. Выше предела текучести располагается область функции, характеризующая режим установившегося псевдовязкого (неньютоновского) течения с постоянной скоростью. Значительные необратимые деформации, достигающиеся при нем, отличают его от вязкого (ньютоновского) тем, что здесь постоянная скорость деформации не является линейной функцией разницы напряжений.

За областью установившегося течения может располагаться область функции, характеризующая режим ускоряющегося течения; он ведет к разрыву у предела прочности для умеренно пластических пород, в которых разрушение сопровождается рассеянной деформацией. Последнее отличает эту группу пород от хрупких, для которых характерны отчетливые узкие и перетертые зоны разрушения. Режим ускоряющегося течения не обязательно сменяет течение установившееся. В ряде случаев последнее может сменяться режимом упрочнения. В пластичных породах он может устанавливаться сразу за пределом текучести породы.

Оценивая общий эффект работы упрочнения (накопление дислокаций) и восстановления (сброс дислокации) как отношение приращения напряжения за единицу времени $(d\sigma/dt)$, Николя и Пуарье [Nicolas, Poirier, 1976] выделяют четыре иных типа деформационных режимов.

Х о лод ная обработ ка характеризуется режимом с низкими значениями отношений температуры деформируемой породы к температуре ее плавления $(T/T_{\Pi\Pi} \leq 0.5)$ и высокими скоростями деформации ($\dot{\epsilon}$). При $\dot{\epsilon}$ = const величина $\Delta \sigma / \Delta t > 0$, и режим деформации быстро приобретает характер упрочнения. В случае σ = const значения $\Delta \dot{\epsilon} / \Delta t < 0$, и деформации нарастают со временем по параболической функции.

Установив шееся течение наблюдается при высоких $T/T_{\Pi\Pi}$ и низких $\dot{\epsilon}$. При $\dot{\epsilon} = \text{const}\Delta\sigma/\Delta t = 0$, а при $\sigma = \text{const}\Delta\dot{\epsilon}/\Delta t = 0$, и деформация нарастает по линейной функции.

Неустановившееся течение также протекает при высоких T/T_{nn} и низких $\dot{\epsilon}$, но при $\dot{\epsilon}$ = const значения $\Delta \sigma/\Delta t < 0$, и его режим приобретает ускоряющийся характер, а при постоянном напряжении $\Delta \dot{\epsilon}/\Delta t > 0$ и деформация нарастает по параболической функции.

Горячая обработка выделяется для условий с высоким $T/T_{\Pi n} \ge 0.5$ и высокой $\dot{\epsilon}$, при которых деформации упрочнения и восстановления сопровождаются рекристаллизацией, усложняющей установившееся течение при постоянной скорости.

Механизмы деформации, обеспечивающие течение вещества в твердом состоянии, вызываются явлениями дислокационного скольжения и диффузии [Флинн, 1967; Nicolas et al., 1972; Raleigh, 1968; Ave Lallemant, Carter, 1970; Tsukahara, 1976].

Для описания простейших явлений пластической деформации кристаллов используется теория дислокаций [Котрелл, 1956, 1958; Вонсовский, Орлов, 1957; Иденбом, 1958; Классен-Неклюдова, 1960 г.]. При приложении к кристаллу напряжения и достижении порогового значения энергии активации ионов кристаллической решетки амплитуда их колебаний увеличивается настолько, что становится возможным смещение ионов в новое положение, снижающее достигнутое энергетическое состояние.

При определенных значениях разности напряжений, в кристаллической решетке происходит перераспределение рассеянных дислокаций (дефектов), стремящихся к образованию их упорядоченных рядов (модель Бюргерса-Брегга): субзерновых стенок или новых межзерновых границ. Начальные стадии деформации кристалла с покальными искривлениями решетки и слабым перераспределением дислокаций находят свое оптическое выражение в появлении облачных угасаний у двупреломляющих минералов и анизотропного угасания минералов с изотропными оптическими свойствами (шпинелей, гранатов).

Последовательное перемещение (миграция) дислокаций обусловливает пластическое течение, наиболее распространенным способом которого является трансляционное скольжение (смещение) в пределах отдельных зерен или между ними. Этот процесс аналогичен простому сдвигу с относительным перемещением близкорасположенных прослоев один относительно другого. Плоскости перемещения связаны с ориентировкой рядов плотнейшей упаковки атомов, и перемещение ограничивается определенной кристаллографической плоскостью и направлением в пределах этой плоскости. Система скольжения объединяет плоскость и направление скольжения.

Переползание дислокаций, вызывающее скольжение, происходит как в направлении, параллельном плоскости скольжения, — развитие краевых дислокаций (slip), так и в направлении, перпендикулярном ей, — развитие винтовых дислокаций (slip). На ранних стадиях этого процесса миграция краевых и винтовых дислокаций в стенки и их взаимодействие приводят к появлению в кристалле системы субортогональных ячеек (субзерновых структур), разориентированность границ которых возрастает с ростом разницы напряжений [Poirier, Nicolas, 1975]. Переползание дислокаций в субзерновые границы также приобретает существенную роль при температурах, близких или несколько больших 1000°С, и скоростях деформации $1 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹. Процесс образования субзерен является, по существу, началом полигонизации.

Миграция и взаимодействие дислокаций в параллельных плоскостях скольжения приводят также к образованию в кристаллах местных искривлений решетки и появлению линейных областей, повернутых, как правило, несимметрично к кристаллографическим направлениям. Такие области кристаллов получили название "полоса излома" (kink band) — термин, введенный в физику металлов Е. Орованом [Orovan, 1942] и заимствованный им у О. Мюгге из минералогии, — "knick-bandes" [Mügge, 1898]. Границы полос излома располагаются под большими углами к направлению скольжения. В петрографической литературе полосы излома получили многочисленные названия: "трансляционные", "механические" или " иррациональные" двойники, что, очевидно, излишне.

На пересечении границ зерен и полос излома часто можно видеть мелкие полигональные необласты того же минерала с границами, образующими тройные сочленения с субзерновыми стенками (угол около 120°). Оптическая ориентировка соседствующих крупного и мелких зерен в общем случае не совпадает, что происходит вследствие изменения ориентировки поля анизотропного напряжения в деформируемой породе. Предполагается, что это явление отражает дальнейший процесс перекристаллизации, в котором образование мелких полигональных необласт обнаруживает связь с миграцией дислокаций в стенки и перерождением субзерновых структур (ячеек, полос излома) в автономные зерна.

Диффузионные механизмы вносят определенный вклад в процесс перекристаллизации в тех случаях, когда она обусловлена суммарным воздействием эффективного напряжения и тепловой энергии. В анизотропном поле напряжений диффузия вещества в минеральных зернах происходит из участков с максимальной локальной нагруженностью в участки с минимальной нагруженностью. Предполагается, что с нарастанием напряжений от центра к краю зерна сквозьзерновая диффузия (механизм Набарро-Херринга) сменяется диффузией вдоль границ зерен (механизм Коубла). Конечный результат действия обоих механизмов одинаков и выражается укорочением зерна по линии максимального сжатия и его удлинением в направлении, перпендикулярном максимальному сжатию, сопровождаемому миграцией границы зерна.

Разграничение вкладов дислокационного скольжения и массопереноса (диффузии) в перекристаллизацию весьма сложно. Поскольку перекристаллизация в твердой фазе ведет к накоплению в системе наименьшей свободной энергии, здесь возможны и рост кристаллов со свободной энергией, и полиморфные превращения, и образование новых минеральных фаз (в частности, явления распада метастабильных систем).

При обсуждении механизмов деформации ультраосновных пород было высказано предположение [Ave Lallemant, 1967], что ведущим процессом при образовании ориентированных структур является синтектоническая рекристаллизация. Николя с соавторами [Ni colas et al., 1971] в этом обсуждении отдают предпочтение механизму внутрикристаллического и межзернового скольжения, развивая представления Андреатта [Andreatta, 1934] и Колли [Collee, 1963]. Этот механизм, по мнению Николя, сопровождается синтектонической и посттектонической рекристаллизацией, проявленной с различной степенью интенсивности. Впоследствии Пуарье и Николя [Poirier, Nicolas, 1975, 1976] дополнили исследования механизма перек ристаллизации при деформациях оливина, показав, что существуют два основных его типа: (a) образование зародышей кристаллов вслед за миграцией границ зерен (высокие T и P) и (б) прогрессивная дезориентация субграниц ($T \approx 1000^{\circ}$ С и небольшое давление) при возрастании напряжения деформации.

Твердопластическое течение вещества, осуществляющееся любым из рассмотренных способов, ведет к образованию ориентированных структур, в которых минералы имеют предпочтительную ориентировку.

Первые предположения о существовании предпочтительной кристаллографической системы скольжения в оливине по плоскости (010) в направлении [100] были высказаны Тернером [Turner, 1942], Чадобой и Френченом [Chudova, Frenchen, 1950]. В дальнейшем структуры пластической деформации, подобные природным, были воспроизведены экспериментально в оливине, пироксенах, а также в существенно оливиновых породах: дунитах, гарцбургитах, лерцолитах и на основе порошков ультраосновного состава.

Целенаправленные исследования деформаций в существенно оливиновых породах проводились независимо большой группой ученых [Paterson, 1974; Carter, Ave Lallemant, 1970; Raleigh, Kirby, 1970; Kamb, 1959; Nicolas et al., 1971; Tsukahara et al., 1976; Toriumi, Karato, 1978]. Основные полученные результаты проведенных исследований сводятся к следующим положениям.

1. Установлены закономерности пространственной ориентировки кристаллографических элементов оливина в ориентированном поле напряжений. Уплощенность оливина располагается перпендикулярно направлению сжатия.

2. Система активного скольжения (плоскости и направление скольжения) является функцией температуры и скорости деформаций. Системы скольжения в оливине изменяются с повышением T и P и понижением скорости деформации от (100), {110} [001] через {0kl} [100] до (010) [100].

Изучение деформации отдельных кристаллов оливина показало [Kohlstedt et al., 1976a, b], что скорость деформации, как функция температуры, изменяется по закону $\dot{\epsilon} = A \sigma^h \exp(-Q/kT)$, где $\dot{\epsilon}$ – скорость деформации, σ – приложенное механическое усилие, Q – энергия активации ползучести или скольжения, равная $125^{\pm}10$ ккал/моль в температурном интервале $725-1650^{\circ}$ C и P = 50-15000 бар.

3. В природных образцах для оливина наиболее распространена система скольжения $\{0kl\}$ [100], которая развивается в экспериментах при $T \simeq 1000^{\circ}$ С и высоких скоростях деформации ($\epsilon = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹). С учетом вероятных низких скоростей деформации в природных условиях (около $1 \cdot 10^{-14}$ с⁻¹) сделано предположение, что распространенная система скольжения отвечает $T < 1000^{\circ}$ С и умеренным давлениям (3-5 кбар). Таким образом, скольжение в оливине в направлении [100] происходит вдоль системы плоскостей (пучок скольжения), повернутых

под некоторым углом одна к другой. Такое перемещение дислокаций предполагается рассматривать как некристаллографические скольжения, т.е. напряжение сдвига в плоскости (100) должно быть максимальным.

4. Оптическим индикатором направления скольжения являются также полосы излома и субзерна (повернутые области решетки). Границы полос излома ориентированы круто (под большими углами) к направлению скольжения. В зависимости от режима скольжения полосы излома имеют либо субпараллельные границы, либо границы, ориентированные под углами одна к другой: вееро- и гармоникообразное расположение.

Субзерновые структуры, возникающие при деформациях оливина в плоскостях (100) и (001), видны в сечениях (010) в виде системы прямоугольных ячеек с границами, разориентированными на малые углы. При увеличении напряжения углы разориентировки возрастают [Poirier, Nicolas, 1975].

5. Установлено, что размеры субзерен зависят от величины напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$): обратная зависимость этих величин была показана для металлов [Weertman, 1970] и для природных оливинов [Raleigh, Kirby, 1970; Kohlstedt et al., 1976a]. Полигонизация оливина ведет в дальнейшем в его рекристаллизации, и весь этот процесс вопроизводится в экспериментах при последовательном повышении температуры — рекристаллизованные зерна появляются при температурах на 40-50°C [Carter, Ave Lallemant, 1970] или 100°C [Kirby, Raleigh, 1973], превышающих температуры начала скольжения.

6. Энстатит, деформированный при тех же условиях в экспериментах, что и оливин, имеет преимущественную кристаллографическую ориентировку: скольжение по плоскости (100) в направлении [001]. При низкотемпературном течении в энстатитах рекристаллизация полностью отсутствует и наблюдаются только полосы излома. Деформация энстатита может также реализовываться за счет перехода его в клиноэнстатит [Raleigh et al., 1971], однако в образцах земных деформированных перидотитов клиноэнстатит не был встречен.

7. Экспериментальное изучение плагиоклаза, начатое совсем недавно, показало: — в интервале давлений 5—17 кбар и температур 400—1000°С преобладающим видом деформаций плагиоклаза являются катакластические с подчиненной ролью пластических. Относительная роль последних возрастает при увеличении температуры [Seifert. Ver Ploeg, 1977];

– при сжатии деформация плагиоклаза осуществляется тремя механизмами: а) хрупким раскалыванием; б) двойникованием; в) скольжением вследствие перемещения дислокаций по определенным кристаллографическим системам относительно осей эллипсоида деформации. При этом исследовании использовались оптические методы и электронная просвечивающая микроскопия [Marshall, Mc Laren, 1977].

Таким образом, закономерности кристаллографической ориентировки главных породообразующих минералов — оливина, энстатита и плагиоклаза в ультрабазитах и габбро — необходимы для расшифровки кинематических и физических (*P*, *T*) условий пластической деформации этих пород. Однако успешная кинематическая интерпретация микроструктур возможна только в сочетании с полевым анализом таких петроструктурных элементов, как плоскопараллельная ориентировка и линейность; как было показано [Nicolas, Boudier, 1975; Darot, Boudier, 1975], при пластической деформации линейность и уплощенность связаны с положением осей эллипсоида напряжения следующим образом.

1. Удлинение оливиновых кристаллов, "пластинчатая" энстатитовая линейность и линейность минеральных агрегатов (плагиоклаз + шпинель и др.) ориентированы по направлению $\sigma_{3 \text{(min)}}$. В случае невращательного течения уплощенность и плоскость течения, в также линейность и направление течения совпадают. Если течение происходило с вращением, плоскость течения располагается под углом к уплощенности, а проекция линейности на плоскость уплощенности указывает направление течения.

2. Энстатитовая линейность "растаскивания" (pull-apart) ориентирована в направлении σ_2 (σ_2 является перпендикуляром к σ_3 в плоскости уплощенности) при невращательном движении, а в случае вращательного движения направлению этой линейности отвечает пересечение уплощенности с плоскостью течения и перпендикулярно направлению течения.

3. Средняя статистическая уплощенность кристаллов ориентирована перпендикулярно направлению σ_{1(max)}.

Особый случай энстатитовой линейности – агрегатная тонкозернистая линейность в лерцолитовом ксенолите из кимберлитов – рассматривается [Boullier, Gueguen, 1975] как результат суперпластического течения в глубинных условиях, при P около 65 кбар и T = 1350°C. Однако, согласно новым данным [Boyd, Nixon, 1978], температура образования минеральных парагенезисов в этом образце оценивается ниже 1100°C, давление – около 20 кбар.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В УЛЬТРАБАЗИТАХ И ГАББРО

Структуры ультрабазитов и габбро, воспроизведенные в экспериментах с учетом реологических свойств порообразующих минералов и физических параметров деформации, были сопоставлены со структурами пород альпинотипных габброультрабазитовых комплексов и перидотитовых включений из кимберлитов и щелочных базальтов.

Перидотитовые включения

Принадлежность перидотитовых включений к породам верхней мантии, несущим информацию о глубинных условиях, поддерживается многими исследователями. Разнообразные деформационные структуры перидотитовых включений были описаны в ряде работ [Глубинные ксенолиты..., 1975; Boyd, Nixon, 1975; Mercier, Nicolas, 1975; Borley, 1976; Mac Gregor, Basu, 1976; Boullier, 1977; Hart, Ben, 1977; Pike et al., 1977; Varne, 1977; Donaldson, 1978]. В значительной части этих работ деформационные структуры классифицированы с различной степенью дробности подразделений, охватывающих грубозернистую (пготогранулярную), порфирокластическую, мозаичную (гранобластовую) и флюидальную (лейстовую), а также разнообразные переходные разновидности. Эта номенклатура структур является по существу описательной и широко используется при изучении ультрабазитовых массивов.

Детальное изучение деформаций в перидотитовых ксенолитах заключается также в выявлении их петроструктурных узоров, оценке плотности дислокаций в минералах, что и позволяет судить о типе и (или) степени деформации, иногда ее условиях (*P*, *T*). Так, например, оценка распределения и плотности дислокаций в оливинах ($1 \cdot 10^6 \div 8 \cdot 10^8 / \text{см}^2$) из перидотитовых ксенолитов трубок Лесото приводит Боланда [Boland, Buiskool Toxopeus, 1977] к выводу о том, что ксенолиты претерпели воздействие высоких (до 1400°С) температур при низких стрессовых давлениях.

Подобные исследования только начаты, и сложность оценки условий деформации очевидна. Особенно широкая область неопределенности возникает при установлении скорости деформации, от которой в значительной степени зависит тип структур. Сопоставляя типы деформационных структур в ксенолитах с данными пироксеновой геотермобарометрии, Ф. Бойд [Boyd, 1976] сделал заключение, что степень деформации перидотитов непосредственно связана с увеличением глубины и температуры их образования. Условия минерального равновесия максимально деформированных лерцолитов оцениваются им примерно 1300–1400°С и P == 60 кбар. Присутствие в одной трубке лерцолитовых ксенолитов с одинаковыми P-T условиями равновесия минералов, но с различной степенью деформации, заставляет делать допущение, что деформационные структуры были наложены на равновесные ассоциации минералов и не изменяли их. Существует и еще одно допущение (или исключение): для сильно деформированных лерцолитов из трубки Кимберли с более низкими T-P условиями равновесия ($T < 1100^{\circ}$ С, $P \simeq 20$ кбар) предполагается установление этого равновесия в момент деформации. Все рассматриваемые деформации Ф. Бойд связывает с мантийным диапиризмом или с конвективным движением вещества в мантии.

Включения сильно деформированных пироповых лерцолитов описаны в кимберлитах Сибири (трубка "Удачная") Н.В. Соболевым и Н.П. Похиленко [Глубинные..., 1975]. В этих породах, названных катаклазированными, установлены несомненные признаки пластического течения и рекристаллизации. Особенности состава минералов, по данным Н.В. Соболева [1974; Глубинные..., 1975], свидетельствуют о высокотемпературных условиях их равновесия: $T = 1100-1200^\circ$, P > 40 кбар.

В работах французских петрологов [Mercier, 1972; Mercier, Nicolas, 1975; Boullier, 1977; Boullier, Nicolas, 1975] показано, что большинство структур перидотитовых ксенолитов из базальтов Центрального Французского массива и Гавайских островов, а также перидотитов из кимберлитов обусловлены высокотемпературным (T = 1200-1300 °C) пластическим течением и раскристаллизацией. Эти структуры по петрографическому облику и петроструктурным узорам аналогичны деформационным структурам горячей обработки лерцолитов массива Ланцо [Nicolas, Poirier, 1976]. Некоторые равнозернистые мозаичные структуры включений описаны как идентичные структуры перидотитов из гранулитовой зоны Ивреа, сформированные отжигом при T = 1000°C. Особый вид представляет деформационная структура суперпластического течения с агрегатной энстатитовой линейностью, наблюдавшаяся во включениях гранатовых лерцолитов из кимберлитовых трубок Лесото [Boullier, Nicolas, 1975]. В этих породах величина деформации составляет 800-900%, и наблюдается инверсия вязкости энстатита и оливина: энстатит становится более пластичным, чем оливин.

В целом структура перидотитовых включений в кимберлитах, по мнению А. Булье [Boullier, 1977], отражает более высокую степень деформации, нежели структура включений в базальтах. И. Мак-Грегор и А. Базу [Mac Gregor, Basu, 1976; Basu, 1977], изучая распределение типов структур в зависимости от температур минеральных равновесий в перидотитовых ксенолитах из базальтов Сан-Кантин (Калифорния), установили, что степень деформации перидотитов увеличивается с понижением температуры и давления.

Несоответствие рассмотренных выше выводов Ф. Бойда и А. Булье, «вязываюших образование высокодеформированных структур с наиболее высокотемпературными и глубинными условиями, и выводов А. Базу обусловлено, очевидно, в основном отсутствием данных по скорости деформации, а также неточностью геотермобарометрии. Общая направленность деформационных процессов (от глубинных к поверхностным), описанная А. Базу (пластическое течение, отжиг и перекристаллизация, хрупкие деформации), представляется достаточно обоснованной и вполне согласуется с ходом процесса деформации в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Сопоставляя структуры перидотитовых включений Сан-Кантин и структуры гарцбургитов массива Маунт-Альберт, И. Мак-Грегор и А. Базу [Mac Gregor, Basu, 1976] предположили, что структуры пластического течения в этих породах отражают начальные стадии формирования мантийного диапира, а последующий ряд структур развивался по мере подъема его к поверхности. Связь деформационных структур в перидотитовых включениях с движением мантийного диапира предполагают также Х. Грин и В. Гоген [Green, Queguen, 1974].

Р. Варн [Varne, 1977], показав, что изменение текстур перидотитовых ксенолитов происходит от протогранулярных (менее деформированных) через порфирокластические до равномерно-зернистых мозаичных, также увязывает наблюдаемый ряд текстур с понижением температуры деформаций.

К важным выводам приходит С. Дональдсон [Donaldson, 1978], установивший существование нескольких циклов изменений текстуры перидотитовых включений в анкарамитах Карлтон-Хилла (Дербишир). Он доказывает вторичный нагрев перидотитов до субсолидусных температур с образованием вторичных протогранулярных текстур и, таким образом, намечает сложную метаморфическую историю перидотитовых включений. Вывод о многократных метаморфических (в том числе и деформационных) преобразованиях перидотитов, захваченных кимберлитами и базальтами, был сделан А.В. Пейве, А.С. Перфильевым и Г.Н. Савельевой [1976]. Анализируя состав включений из разных районов мира, они показали, что тип метаморфизма включений и их состав тесно связаны с геологической историей формирования коры региона, прорванной кимберлитами и (или) базальтами. Следовательно, часть деформированных структур ультрабазитов из включений отражает многоэтапную историю развития этих пород и в процессе корового метаморфизма. Широко распространенные в перидотитах включений структуры пластических деформаций могли формироваться также в зоне течения вдоль крупной тектонической субгоризонтальной поверхности на границе верхней мантии с нижними горизонтами континентальной коры различного типа [Пейве и др., 1976].

К сожалению, изучение деформационных структур включений в лучшем случае раскрывает некоторые физические параметры процесса деформации мантийного вещества (температуре, величине стресса или общего давления, механизма деформации), но не решает вопроса о направленности движений: структуры высокотемпературного пластического течения могут формироваться как при вертикальных движениях (мантийном диапиризме, в конвекционных потоках), так и при субгоризонтальных (дрейфе континентов). Более определенно с субгоризонтальными движениями связываются структуры суперпластического течения в гранатовых лерцолитах из кимберлитовых включений [Nixon, Boyd, 1973].

Сведения о пространственной ориентировке зон пластического течения в верхней мантии, а также на границе ее с нижними горизонтами коры может дать, очевидно, геологическое и петроструктурное изучение альпинотипных ультрабазитовых и ультрабазит-габбровых массивов.

Обзор деформационных структур в габбро-ультрабазитовых массивах различных типов.

Картирование алыпинотипных и концентрических комплексов, а также изучение слагающих их пород, проводящиеся в последние годы, выявили в них полифазные деформации, которые характеризуются, согласно экспериментам, различными условиями и режимами. Сопоставление полевых и лабораторных наблюдений, экспериментальных данных и термодинамических расчетов для пород рассматриваемых комплексов приводит многих исследователей к выделению отчетливо различающихся групп пластических деформаций. Одна включает деформации, протекающие при температурах более 1000–1100°C, другая – при температурах менее 1000°C. Те и другие удобно рассмотреть на наиболее изученных массивах Аппалачей, Кордильер, Альп, Новой Каледонии, Урала, Саян.

Подробно изучены деформационные структуры в ультрабазитовых массивах Западных Альп, протягивающихся вдоль границы зон Сезия и Ивреа. Появление ультрабазитов в современной структуре Альп связывается большинством исследователей с образованием покровов в ходе альпийской орогении. Вместе с тем устанавливается принадлежность ультрабазитов и габбро к нескольким группам: а) комплексы, деформированные совместно с вмещающими толщами в доальпийское время и претерпевшие повторные преобразования в ходе альпийской орогении; б) комплексы, внедренные, деформированные и метаморфизованные на альпийском этапе.

К числу доальпийских относятся массивы, обнаженные на восточном фланге зоны Ивреа. Они залегают среди кристаллосланцев, которые включают в состав фундамента Южно-Альпийского сектора Северо-Африканской плиты [Дитрих, 1977; Trümpy, 1960]. Наиболее типичный из них — массив Финеро [Kruhl, Voll, 1976; Steck, Trieche, 1976] — сложен стратиформными сериями перидотитов и габбро, испытавшими полифазный метаморфизм. Ранний этап метаморфизма отражен в структурах трехкратных деформаций и рекристаллизации, протекавших в условиях гранулитовой фации метаморфизма на границе коры и верхней мантии. Деформации этого этапа выражены изоклинальными складками течения и рассланцеванием перидотитов в поле напряжений с общеальпийской ориентацией. Со следующим этапом — подъемом комплекса к поверхности — связывается образование его антиформной структуры, метаморфизм амфиболитовой фации, формирование складок течения и бластомилонитизация пород. С альпийским этапом складчатости связывается рассланцевание пород комплекса и перекристаллизация в усповиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

В Арамийских Альпах (Тицино, Швейцария) описаны гранатовые перидотиты с деформационной (?) полосчатостью, в которых, по данных Дж. Бискуль (Buiskool Toxopeus, 1977), выделены два этапа деформаций. Петроструктура начального этапа деформаций характеризуется как ротационно нестабильная и определяется преимущественной ориентировкой плоскости оливина (100) параллельно границам полосчатости пород. На позднем тектоническом этапе гранатовые перидотиты были преобразованы в серпентин-амфиболовые породы. При этом первоначальная слоистость была деформирована в сильно сжатые складки, крылья которых оказались субпараллельными границами первоначальной полосчатости. Развивавшаяся сланцеватость и удлинение зерен оливина ориентированы параллельно осевым поверхностям складок. Новообразованная петроструктура, в которой ось [100] оливина ориентирована перпендикулярно плоскости сланцеватости, а [001] и [100] лежат в этой плоскости, представляет ротационно стабильную, не измененную позднейшими деформациями при {0kl} [100] скольжении по оси сжатия.

Расположенные к юго-западу от Финеро вдоль линии Канавезе лерцолитовые тела Бальмуццио, Бальдиссеро и Ланцо представляют альпинотипные массивы корневых зон [Nicolas, Poirier, 1976]. На основании геофизических данных по строению зоны Иврея и подстилающего разреза [Berckhemer, 1969] предполагается, что эти массивы не потеряли своей связи с верхней мантией, подстилающей зону Ивреа, и представляют диапировые интрузии верхнемантийного материала, сопровождавшие надвигание блоков Инсубрикской плиты на Европейскую в течение альпийского орогенеза [Nicolas et al., 1972]. По представлениям А. Николя и его коллег массивы Бальдиссеро (плагиоклазовые лерцолиты) и Бальмуццио (шпинелевые лерцолиты) представляют вещество верхних горизонтов верхней мантии на границе ее с корой, а плагиоклазовые лерцолиты Ланцо – ее более глубокие горизонты.

В массиве Бальдиссеро, петрология которого описана Г. Леншем [Lensch, 1971], а структура – Ф. Этьеном [Etienn, 1971], деформационные структуры формировались в процессе неротационного течения в режиме холодной обработки. Течение оливина, слагающего основной объем породы массива, осуществлялось внутрикристаллическим скольжением по системе (010) [100] и {0kl}[100] [Nicolas et al., 1971]. Уплощенность оливина и энстатита проявлены четко, характерно волнистое угасание оливинов и присутствие широких полос излома, границы которых ориентированы почти перпендикулярно к линейности.

Существенная особенность структуры пород – отсутствие перекристаллизации в порфирокластах: почти полное в оливиновых и полное в энстатитовых. Отмечается только небольшое количество необласт оливина (0,01–0,02 мм) вдоль некоторых межзерновых границ и повышение концентрации субзерновых структур по периферии порфирокласт, указывающей на увеличение здесь стресса и деформаций, которые, возможно, ответственны за межзерновую рекристаллизацию.

В массиве Ланцо [Nicolas, Boudier, 1975; Nicolas, Poirier, 1976] установлена более сложная история деформаций. Внутренняя структура массива, выявленная картированием полос, обогащенных пироксенами, представляет антиклинальную складку с субмеридиональным простиранием шарнира. Многочисленные осложняющие складки в шарнирной области являются открытыми и точно параллельными шарниру, тогда как вдали от него, по периферии массива, они сменяются изоклинальными, часто повторно смятыми. С образованием складки увязывается формирование планпараллельных и линейных текстур, лежащих в плоскости осевого кливажа таким образом, что линейные шпинель-плагиоклазовые агрегаты ориентированы вдоль оси складки. Наблюдения над оптической ориентировкой минералов, их структурной формой, удлинением шпинель-плагиоклазовых агрегатов и разворотом слоев приводят авторов к выводу о твердофазном пластическом ротационном течении лерцолитов в системе левостороннего сдвига. Предполагается, что формирование ориентированных структур сопровождалось частичным плавлением лерцолитов с образованием жил габбро, условия кристаллизации которого по термодинамическим расчетам соответствуют P = 5-10 кбар и T = 1200 °C.

Выводы, положенные в основу представления о пластической деформации в режиме горячей обработки, были использованы для градуировки наблюдаемых петроструктурных особенностей высокотемпературных деформаций оливина перидотитов. К их числу отнесены: а) широкое развитие в крупнозернистых порфирокластах многочисленных полигональных, мелкозернистых необластических зерен, имеющих ясно выраженную планпараллельную ориентировку; б) присутствие в порфирокластах субзерновых структур, разделенных четкими границами; в) осложнения границ порфирокластов микрограницами, образующими тройные сочленения в точке (под углами, близкими к 120°) с субзерновыми границами и границами необласт. Перечисленные явления связываются с преобладанием поперечного переползания дислокаций на уровне субструктур в ходе упрочнения. В отличие от оливина в порфирокластах энстатита субзерновые структуры и перекристаллизация отсутствуют и наблюдаются только полосы излома. Предпочтительные оптические ориентировки оливина обусловлены его течением по системе (010) [100]. При этом с направлением скольжения оливина [100] совпадает единственное направление скольжения энстатита [001].

Деформационные структуры в периферических частях массива Ланцо несколько отличаются по характеру от описанных выше для его центральной части. Здесь плоскости планпараллельных ориентировок различно развернуты до направлений, субпараллельных контактам; наблюдается уменьшение размеров зерен, четкая ленточная линейность энстатита и общее повышение интенсивности деформаций, что связывается с меньшими температурами (около 900 °C), давлениями до 10 кбар и преимущественной концентрацией течения в периферии массива.

Наблюдаемая милонитовая текстура пород здесь подчеркивается матрицей рекристаллизованного оливина, слагающего полосы с разной зернистостью, в наиболее крупнозернистых из которых сохраняются реликтовые порфирокласты. Лентовидные агрегаты энстатита обычно вытянуты параллельно плоскости уплощенности минералов, и в их пределах энстатит местами рекристаллизован в необласты до нескольких микрон в диаметре. Преимущественная ориентировка энстатитовых порфирокласт и оливиновых необласт такова, что направление скольжения [001] параллельно линейности, а плоскость скольжения (001) параллельна плоскостной ориентировке.

Таким образом, приводимые данные по лерцолитовым массивам Альп линии Канавезе позволяют увязывать наблюдаемые в них деформационные явления с твердопластическим течением вещества в области, охватывающей кровлю верхней мантии и прилегающие низы коры. Наблюдаемые в породах этих массивов преимущественные ориентировки минеральных агрегатов и устанавливаемое по ним субвертикальное направление течения вещества характеризуют диапировое внедрение верхнемантийного материала. Это внедрение связано, в частности, с надвиганием Южноальпийской плиты на разрезы Пьедмонтского океанического бассейна и окраины Европейской плиты.

В перидотитовых массивах Альпийского пояса, входящих в состав офиолитовой ассоциации, деформации наиболее подробно изучены в краевом офиолитовом аллохтоне Анталья Западных Таврид, на юге Турции [Juteau et al., 1977]. В его составе нижняя часть разреза представлена крупнозернистыми ультраосновными тектонитами и гипербазит-габбровыми кумулятами, а верхняя — основными подушечными лавами, перекрытыми осадками верхнего триаса.

Гарцбургиты, слагающие низы разреза офиолитового аллохтона, имеют полосчатость, обусловленную неравномерным распределением энстатита и рассматриваемую как реликтовую кумулятивную. Эта полосчатость деформирована в складки, в осевой плоскости которых располагается плоскостная ориентировка оливиновых порфирокластов и параллельная оси складок линейность, подчеркнутая хромшпинелидом. Параллельно осевым плоскостям складок полосчатых гарцбургитов и плоскостной ориентировке порфирокластов ориентированы линзы и прожилки пироксенитов пироксенового или двупироксенового габбро, образование которых связывается с частичным плавлением протолерцолитов. Такие прожилки и линзы вместе с полученными данными о четкой преимущественной ориентировке оливина типичны для пластического течения, и авторы рассматривают их как следствие твердопластического течения гарцбургитов, сопровождавшегося частичным плавлением.

В габбро, структурно перекрывающих гарцбургиты, отчетливо выражена полосчатость, рассматриваемая авторами как кумулятивная. Наблюдаемые в ней деформационные складки и межпластовые несогласия интерпретируются как оползневые структуры в неконсолидированной массе, а отмечаемая местами преимущественная ориентировка призматического пироксена — как линейность, возникшая при кристаллизации расплава. Сравнение преимущественных ориентировок, развитых в ультраосновных тектонитах и основных кумулятах, выявляет между ними угловое несогласие: поверхность плоскостной ориентировки в гарцбургитах наклонена на 32° круче, чем плоскость полосчатости в габбро в направлении, перпендикулярном общему простиранию, и на 9° круче в направлении, параллельном простиранию и линейности, одинаково ориентированной в гарцбургитах и габбро.

Рассматривая ретроспективную историю деформаций в породах Антальи, Т. Жюто и его коллеги приходят к выводу, что маркируемое линейностью твердопластическое течение гипербазитов и течение расплавов габбро были ориентированы перпендикулярно простиранию оси срединного хребта и происходили в субгоризонтальном (9°) направлении. Предшествующее этому движение мантийного диапира в верхней мантии происходило вдоль оси хребта и выражено складками полосчатости и плоскостными ориентировками минералов гарцбургитов, а также продуктами их частичного плавления.

Многочисленные свидетельства деформаций в породах альпинотипного комплекса наблюдались в пределах Аппалачского орогенного пояса, сформированного при скучивании разрезов кембрийско-среднеордовикской палеоокеанической структуры и окраины Канадского щита. В пределах Аппалач офиолитовые аллохтоны Квебекского серпентинитового пояса и сопоставляемые с ними офиолиты зоны Байе Вер представляют фрагменты окраинного океанического бассейна [Williams, 1975]. По отношению к ним перидотиты массива Монт Альберт, слагающие структурно более высокий покров, по-видимому, характеризуют верхнемантийный материал области, удаленной от окраины в глубь океана.

При изучении массива Монт Альберт, сложенного преимущественно гарцбургитами со слоями дунита и иногда пироксенита, И. Мак-Грегором и А. Базу (Mac Gregor, Basu, 1976] было показано, что его центральные части сложены породами, минеральные парагенезы которых формировались при более высоких температурах и давлениях, чем по краям ($T \simeq 1300$ °C и $P \simeq 40$ кбар против T = 850 °C и P = 5 кбар). При прослеживании систематических изменений структурно-текстурных особенностей пород было установлено, что крупногранулярные структуры формировались в интервале температур 1300-900 °С, порфирокластические - в интервале 1100-850 °C, таблитчатые мозаичные - 1050-850 °C и изометричные мозаичные — 950-850 °C, и в целом деформация пород нарастает с понижением температуры и глубины образования равновесной ассоциации минералов, слагающих ту или иную структуру. На основании этих данных и анализа P-T диаграммы И. Мак-Грегор и А. Базу приходят к выводу, что породы массива Монт Альберт представляют мантийный материал, поднятый к поверхности в твердофазном состоянии, и что установленная динамометаморфическая зональность отражает траекторию подъема мантийного диапира.

Для перидотитов Квебекского серпентинитового пояса (группы Асбестос и Тетфорд Майнз) стадию диапирового подъема верхнемантийного материала выделяет Р. Лорен [Laurent, 1975]. Их положение в современной структуре Аппалач он связывает с перемещением фрагментов океанической коры в виде крупных аллохтонов.

Анализируя структуру и состав офиолитовых массивов группы Бей-оф-Айлендс, Д. Малпас и Р. Стевенс [1977] выделяют в лерцолитах и перекрывающих их гарцбургитах многочисленные следы деформаций в виде вытянутых, ориентированных и деформированных порфирокластов энстатита в местах сопряжения их с вмещающей оливиновой матрицей и переориентированных текстур ортопироксенитовых и дунитовых жил. Эти деформационные явления авторы связывают с подъемом мантийного диапира в области центра спрединга, сопровождавшегося частичным плавлением вещества.

В дунитах, пироксенитах и габбро, относимых к породам, образованным кристаллизационной дифференциацией в коровых условиях (близких к сейсмической границе М), авторы выделяют посткумулятивные деформации, часть которых они объясняют явлениями оползания не полностью раскристаллизованной массы. В числе таких деформаций названы дискордантность полосчатости в основных и ультраосновных членах разреза, небольшая протяженность пластов разного состава и резкие колебания мощности, прямые и опрокинутые падения пластов, быстрые изменения направления увеличения зернистости, сравниваемые по образованию с "дифференциацией потока", и местами присутствие псевдокосой слоистости. К самостоятельному этапу деформаций породы группы Бей-оф-Айлендс Д. Малпас и Р. Стевенс относят образование "базальных ореолов" [Malpas et al., 1973]. Эти ореолы, сохраняющиеся местами в основании тыловой части аллохтонных массивов, имеют мощность до 130 м. В их пределах, вниз от подошвы, пироксеновые амфиболиты переходят через гранатсодержащие филлиты в аргиллиты олистостромы, насыщенной детритом тех же офиолитов. Разрушение офиолитовых аллохтонов в олистострому, ее метаморфическое преобразование и структурный рисунок метаморфических пород "базальных ореолов" приводят авторов к выводу о перемещении аллохтонов из океанической области на континентальную окраину в высоконагретом состоянии (около 1100 °C).

Интенсивные деформации и рекристаллизация гипербазитов на южном фланге Аппалач (Северная Каролина) также связываются рядом американских геологов с диапировым внедрением в земную кору твердого материала верхней мантии, испытавшего эти преобразования перед или в ходе внедрения [Dribus et al., 1976; Hahn, Heimlich, 1977; Yurkovich, 1977].

С глубинными пластическими деформациями Р. Лоней и Г. Химмельберг [Loney, Himmelberg, 1976] связывают высокотемпературные преобразования гарцбургитов и дунитов альпинотипного массива Вулкан-Пик (юго-западный Орегон). Выделяемые ими два ранних этапа деформаций характеризуются различно ориентированными зернами оливина и текстурами, которые формировались при температурах не менее 1000–1200 °C; третий этап здесь проявился в линейных зонах смятия, происходившего при температурах 800–1000 °C. Высокотемпературные синтектонические деформации и рекристаллизация дунитов и гарцбургитов при их твердопластичном течении в условиях верхней мантии и стадии низкотемпературных деформаций, сопровождавшихся различной серпентинизацией при перемещении аллохтонов, описаны в альпинотипных массивах Новой Каледонии [Rodgers, 1976; Moutte, Paris, 1977], Южных Шетландских островов [De Wit et al., 1972].

В альпинотипных ультрабазитах юга Сибири и Анадырско-Корякского пояса признаки твердопластических деформаций оливина и энстатита описаны во многих работах [Пинус, Колесник, 1966; Пинус и др., 1973; Агафонов, 1975; Гончаренко, 1976, 1977; Меляховецкий, 1977]. При изучении деформационных структур ультрабазитов массивов Борус и Станового хребта выделены [Гончаренко, 1976, 1977] два типа складчатых деформаций; изоклинальные складки течения в гарцбургитах и складки изгиба в породах, сложенных кливажированным оливином. Показано, что деформации на первом этапе осуществлялись трансляционным скольжением, на втором — син- и посттектонической рекристаллизацией, и высказано предположение о том, что деформационные струк туры сбезводными минеральными парагенезисами формировались в условиях верхней мантии.

В Билинском гарцбургитовом массиве при детальном петроструктурном картировании установлена динамометаморфическая: зональность, которая связана с 158 изгибом офиолитовой пластины, перемещающейся в верхние горизонты коры [Меляховецкий, 1977]. Деформация оливина в процессе перемещения осуществлялась путем скольжения по системе $\{0kl\}$ [100] и предшествовала региональному метаморфизму. Кроме того, в породах имела место синтектоническая рекристаллизация, сменившаяся синметаморфической. Вероятные температуры деформации, по оценкам автора, лежат в пределах 600–900 °С, исходя из скорости деформации 10⁻¹⁴ с⁻¹, а вероятные величины максимального касательного напряжения при ползучести составляют 1–1,5 кбар (судя по размерам субзерен и рекристаллизованных зерен оливина). Последнее заключение, по мнению автора, свидетельствует в пользу литосферной среды течения.

На Урале деформационные структуры ультрабазитов и габбро описаны на массивах Нурали [Рудник, 1965], Кемпирсайском [Павлов, 1968], массивах Платиноносного пояса [Ефимов, 1977], Северного Урала [Москалева, 1969], а также в массивах Рай-Из [Кашинцев и др., 1971] и Войкаро-Сыньинском [Савельева, 1973; Савельев, Савельева, 1970, 1977].

В альпинотипных гарцбургитовых массивах Нурали и Рай-Из четкие свидетельства пластического течения гарцбургитов представлены ярко выраженными предпочтительными ориентировками оптических осей оливина, а также явлениями рекристаллизации [Рудник, 1965; Кашинцев и др., 1971].

В ультрабазит-габбровых концентрических комплексах деформационные структуры наиболее полно изучены на массивах Платиноносного пояса, протягивающегося в Тагильском эвгеосинклинальном прогибе параллельно его границам. Массивы пояса, имеющие изометрическую форму, внедрены в толщи диабазовой и кремнисто-спилит-диабазовой формаций океанической стадии и не претерпели после внедрения значительных повторных деформаций. Островодужная ассоциация тагильского структурно-формационного комплекса располагается восточнее Платиноносного пояса и структурно перекрывает его. В структуре массивов откартирована отчетливая несимметричная зональность разрезов. Она заключается в том, что к западной структурно нижней части тяготеют дуниты, клинопироксениты, верлиты и троктолиты, а к восточной – структурно верхней – габбро с признаками магматической кристаллизации, что сближает по составу и общему строению эти массивы с полосчатой серией офиолитовой ассоциации. Характерная особенность этих массивов — конфокальная внутренняя структура, очерчиваемая полосчатостью пород [Ефимов, 1977; Ефимов, Ефимова, 1974], в первом приближении повторяющая своим рисунком внешние контуры массивов.

В западной части массивов полосчатость очерчивает дуги, обращенные вогнутой стороной к востоку или опрокинутые к западу и сильно сдавленные купола изоклинальной формы; в расположенных восточнее габбро полосчатость очерчивает частично или полностью завершенные концентрические структуры и наклонена к их центру. Детальными работами впервые было показано [Ефимов, 1977], что на ряде массивов относительно слабо деформированные дуниты, пироксениты западной части массивов и габброиды восточной разделяются зоной бластомилонитов габброидного состава (тылаитов), включающих прослои пироксенитов, верлитов и дунитов.

Бластомилониты имеют порфирокластическую структуру, в которой порфирокласты оливина, пироксена и плагиоклаза характеризуются волнистым угасанием, изгибами трещин спайности и двойников, грануляцией, а основная масса представлена равномерно-зернистым гранобластовым агрегатом тех же минералов без следов деформаций. Формирование этих пород связывается [Ефимов, 1977] с условиями твердопластического течения при температурах гранулитового уровня и низких давлениях. Течение сопровождалось образованием многочисленных мелкомасштабных складок и вязких сколов, залеченных жилами габбрового состава, что подтверждает высокую температуру деформаций. Предполагается, что твердопластические деформации происходили в процессе движения высоконагретых ультрабазит-габбровых блоков в верхние горизонты коры, о чем свидетельствует метаморфизм вмещающих вулканитов (в подошве) массивов в условиях пироксен-роговиковой и амфиболитовой фаций.

Деформационные структуры ультрабазитов и габбро Войкаро-Сыньинского массива

На Полярном Урале габбро-ультрабазитовые массивы, входящие в состав краевых офиолитовых аллохтонов, вскрываются на протяжении более 600 км [Буртман и др., 1974; Иванов и др., 1974; Савельев, 1974; Савельев, Савельев, Савельев, Савельев, Савельев, 1977; Добрецов, Пономарев, 1977; Савельев, Самыгин, 1979]. В современной структуре офиолитовые пластины надвинуты на палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы краевого моря и миогеосинклинали; их структурно перекрывают толщи островодужной ассоциации. Наиболее полные разрезы ультрабазитов и габбро вскрываются в пределах Войкаро-Сыньинского массива в составе Хулгинского и Пайерского покровов, наклоненных на юго-восток под углами от 5 до 60° [Савельев, Савельева, 1977]. В Пайерском покрове ультрабазиты, непрерывно обнаженные на протяжении 180 км, образуют цепь линзовидных тел северо-восточного простирания, наклоненных на юго-восток (рис. 50, вкл.). Все тела сложены гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов и ультраосновных метаморфитов. С востока и запада гарцбургиты о каймлены породами дунит-верлит-клинопироксенитовой серии, которые сменяются далее габброидами.

Деформационные структуры гарцбургитов. Состав гарцбургитов, рассмотренный нами ранее [Савельева, 1973, 1977], выдержан в пределах всего массива и типичен для гарцбургитов офиолитовых ассоциаций: оливин ($Fa_{8,4-10,5} - 80-85\%$, энстатит $Fs_{8,5-9,2}Wo_{0,8-2,2}$) – 10–15%, диопсид $En_{6,0}$ ($Wo_{35,1}Es_{4,8} - En_{50,0}Wo_{46,6}Fs_{3,1}$) – до 5% (редко 10%), глиноземистый хромшпинелид – 0,5–1%. Внутреннее строение гарцбургитовых тел установлено картированием полосчатости, линейности и плоскопараллельных ориентировок минералов, а также наблюдениями над морфологией дунитовых и пироксенитовых жил.

Полосчатость определяется неравномерной концентрацией в породе энстатита (5-80%) в прослоях без признаков градационных текстур с невыдержанной мощностью (от 1-2 до 30-40 см, редко до 1,5 м). Преобладает чередование 5-20-40-сантиметровых полос с содержанием 10-20-40% энстатита; самые тонкие полосы сложены энстатитовым дунитом или оливиновым энстатитом (табл. XVII, 1). В редких случаях полосчатость обусловлена чередованием средне- и крупнозернистых разновидностей гарцбургита.

Л и н е й н о с т ь представлена: 1) субпараллельно ориентированными агрегатными группировками таблитчатых зерен энстатита (табл. XVII, 2), к которым тяготеют мелкозернистый оливин, диопсид и хромшпинелид, иногда агрегатами диопсида и хромшпинелида; 2) цепочками хромшпинелида; 3) субпараллельной ориентировкой мелких зерен энстатита, сильно укороченных по оси "C" (pull-appart lineation) [Nicolas, Poirier, 1976].

У п л о щ е н н о с т ь (плоскопараллельная ориентировка) при полевых наблюдениях устанавливается для энстатита, иногда для хромштинелида; под микроскопом отчетливо видна уплощенность оливина.

В каждом из линзовидных раздувов массива картирование полосчатости выявляет крупные желобовидные структуры, которые имеют общее северо-восточное простирание и падение полосчатости, направленное к их внутренней части (табл. XVII, 1). Особенности этих структур хорошо иллюстрируются в северном теле гарцбургитов, занимающем площадь около 1000 км². Здесь, как и на других участках массива, ось структуры протягивается вдоль центральной части тела. В западном крыле восточный наклон полосчатости меняется от крутого (70-85°) в приосевой зоне до пологого (5-10°) при удалении от нее.

В восточном крыле полосчатость наклонена к западу и северо-западу (под углами 30-60°), а в замковой части – к северу (под углами 50-60°); в северо-восточном направлении структура открыта. На обоих крыльях наблюдается наложенная складчатость в виде изгибов и разворотов полосчатости, относительно мелкие флексурные и желобовидные складки с субмеридиональными простираниями.

Характер (степень совершенности) полосчатости гарцбургитов в поперечном сечении тела отчетливо изменяется. Наиболее четко полосчатость выражена в при-

осевой зоне структуры. Здесь ее резкий рисунок подчеркивается маломощными, существенно энстатитовыми и дунитовыми прослоями, которые часто переходят один в другой по простиранию; энстатитовые прослои будинированы (табл. XVII. 3). С удалением от осевой зоны, особенно на периферических участках структур с пологим залеганием полосчатости, границы полос становятся расплывчатыми и сами полосы неотчетливыми; часто гарцбургиты имеют массивную неполосчатую текстуру.

Агрегатная линейность энстатита и хромшпинелида круто (70-80°) наклонена к северу. Это направление выдерживается на крыльях и в замковой части структур, гле наблюдается резкое угловое и азимутальное несогласие ориентировок линейности и полосчатости (табл. XVIII, 1). Плоскость уплощенности здесь расположена субвертикально и ориентирована в целом с юго-запада на северо-восток, т.е. вдоль осевой зоны структуры. В отличие от приосевой области тела по его юго-западной периферии плоскость уплощенности и линейность минералов гарцбургитов ориентированы почти горизонтально и субпараллельно плоскости полосчатости.

Таким образом, крупномасштабная желобовидная структура в гарцбургитах представляет складку течения с крутыми залеганиями полосчатости и уплощенности в осевой зоне и пологими на крыльях. Шарнир складки круто погружается к северу, северо-востоку (по направлению склонения линейности). Характеристику этой структуры существенно дополняют закономерности размещения и особенности формы тел дунитов и пироксенитов, широко распространенных в гарцбургитах.

Так, наиболее крупные (до 10 км²) тела дунитов приурочены к осевой зоне главного желоба (р. Хойла) и к ядрам осложняющих его синклиналеобразных складок, мульд вдоль западного и восточного континентов. Эти тела представляют линзы, кулисообразно расположенные вдоль изогнутых плоскостей полосчатости и переходящие на периферии в штокверк прямолинейных жил, секущих полосчатость (табл. XVIII, 2). Количество и мощность дунитовых жил уменьшается с удалением от тела, и среди них появляются жилы энстатитов, вебстеритов и диопсидитов. Пироксениты, как правило, секут дунитовые жилы, однако наблюдаются переходы дунитов в пироксениты по простиранию, сложные зональные жилы, а также редкие пересечения дунитом пироксенитов. В дунитах присутствуют хромитовые шлиры, рассеченные дунитами. Ореолы таких жил с субвертикальными континентами в приосевой зоне структуры образуют ортогональную решетку, одно из направлений которой субпараллельно осевой плоскости желобообразной структуры (вдоль плоскостной ориентировки минералов в гарцбургитах). Жилы дунитов и пироксенитов на этих участках почти недеформированы, изредка в энстатититах и вебстеритах наблюдаются мелкие складки течения.

В краевых частях тела, в складках, осложняющих крылья главной структуры, жилы пироксенитов сильно смяты. Пример такого участка – юго-западное крыло главной структуры, где развиты глины нескольких генераций. Ранние энстатитовые жилы имеют пологое залегание, субсогласное с залеганием гарцбургитовой полосчатости. Они будинированы или смяты в складки, опрокинутые к западу (рис. 51). Следующая генерация вебстеритовых и энстатитовых жил пересекает и слабо смещает эти складки вдоль их осевых плоскостей, наклоненных к востоку. Жилы этой (второй) генерации также сминаются в складки и в свою очерець пересекаются вдоль их осевых плоскостей вебстеритовыми жилами третьей генерации (рис. 52). Последние — наиболее мощные жилы (от 2 до 12 м) — цементируют блоки гарцбургита, обедненного энстатитом, а также содержат включения дунитов, иногда энстатитов. Зональные энстатит-дунитовые жилы развиваются в системе жил первой и второй генераций.

Суммируя полевые наблюдения, следует подчеркнуть следующие закономерности проявлений деформаций: 1) в приосевой зоне крупномасштабной складки, где устанавливаются крутые залегания полосчатости, плоскости уплощенности и линейности, недеформированные дунитовые и пироксенитовые жилы образуют систему крутопадающих штокверков (окружающих линзовидные тела дунитов); 2) на крыльях складок с пологим залеганием полосчатости, уплощенности и 11. 3ak. 1382



Рис. 51. Деформированные жилы дунитов и пироксенитов в гарцбургитах (зарисовки обнажения)

А, *Б* – жилы энстатитов руч. Лагорта-Егарт; *В* – соотношение дунитов и вебстеритов, р. Лагорта-Ю

1 — дунит; 2 — энстатитит; 3 — вебстерит, клинопироксенит; 4 — ориентировка полосчатости гарцбургитов (a) и контактов жил (б)

линейности развиты сильно деформированные жилы, субсогласные с системой полосчатости или слабо секущие ее.

Петрографическое изучение гарцбургитов в шлифах показало, что микроструктура также несет в себе следы деформаций. Крупные (6-8 мм) зерна оливина, составляющие основную часть породы, имеют вытянутую уплощенную форму. Многие из них имеют волнистое угасание и полосы излома, границы которых образуют крутой угол с направлением удлинения в плоскости, перпендикулярной уплощенности. Границы зерен плавноизвилистые, реже – крупнозубчатые. Крупные таблитчатые зерна энстатита (1-3 мм) часто имеют ступенчатые очертания, тонкие ламелли диопсида в них иногда изогнуты. Встречаются также таблицы энстатита, растащенные по оси с с образованием укороченных в этом направлении кристаллов, которые выстраиваются в нечеткие цепочки. Крупные таблицы энстатита окружены более мелкими (0,2-0,5 мм) ксеноморфными энстатитами, мелкозернистым оливином, редкими зернами диопсида и хромшпинелида. Эти агрегаты вытянуты в направлении, близком удлинению



Рис. 52. Изменение количества энстатита в гарцбургите на контакте с жилой пироксенита 1 – гарцбургит; 2 – энстатитовый дунит; 3 – дунит; 4 – энстатитит

Рис. 53. Будини рование жилы энстатита ранней генерации при емятии жилы того же состава поздней генерации

Рис. 54. Нарастание интенсивности деформаций полосчатости габбро к контакту с дунитами; видны два направления ориентировки складок

1 – дуниты; 2 – троктолиты и оливиновые габбро; 3 – жилы троктолитов; 4 – ориентировка полосчатости

крупных оливинов, и имеют субпараллельную ориентировку, которая подчеркивается цепочками хромшпинелида. В породах, обогащенных диопсидом, развиты также диопсид-хромшпинелидовые линейные агрегаты.

Основываясь на приведенных выше экспериментальных данных, можно утвержпать, что гарибургиты испытали пластическое течение, в ходе которого деформация оливина осуществлялась в основном путем внутрикристаллического скольжения (ориентировка полос излома). Систематические данные по кристаллооптической ориентировке оливинов пока отсутствуют, однако замеры в отдельных образцах показывают существование предпочтительной ориентировки оливинов. Деформация энстатита осуществлялась преимущественно путем внутрикристаллического скольжения; образование новых зерен при растаскивании первично. крупных таблиц сопровождалось залечиванием образующихся промежутков оливином. Частичная рекристаллизация первичного энстатита при образовании линейных агрегатов сопровождалась изменением состава сосуществующих минералов [Савельева, Степанов, 1979]. Это изменение выражалось в уменьшении количества Са, Аl, Сг в мелких энстатитах и краевых зонах его крупных таблиц в сравнении с их ядрами; одновременно с мелким энстатитом, резко обедненным этими элементами, образовались диопсид и хромшпинелид. Таким образом, при деформации происходил процесс дифференциации вещества: Са, А1, Сг перераспределялись в самостоятельные минеральные фазы, которые концентрировались вначале в цепочки, линейные агрегаты, а при дальнейшем развитии процесса в самостоятельные геологические тела (шлиры, жилы и т.д.). Температура образования минеральных равновесий в линейных агрегатах, оцененные по Cr/A1 термометру, лежат в интервале 1100-900 °C, возможно, также, что начальные температуры процесса были более высокими.

Деформационные структуры полосчатой серии и габбро. Породы полосчатой серии, залегающие в основании разреза габброидов, отделены от гарцбургитов зоной тектонического несогласия. В пределах этой зоны гарцбургиты, дуниты, пироксениты и габбро метаморфизованы в амфиболитовой, либо зеленосланцевой фации. Доамфиболитовые соотношения пород сохранились лишь на отдельных участках.

Простирание контакта между гарцбургитами и породами полосчатой серии меняется от северо-восточного (40–50°) до субмеридионального (340–5°), падение – от юго-восточного до восточного; на некоторых участках наблюдалось западное падение. Полосчатость пород, обусловленная неравномерным послойным распределением плагиоклаза, оливина и пироксенов, также имеет преимущественное юго-восточное падение под углами 50–60°. Эта ориентировка полосчатости хорошо выдержана в средней и верхней частях габброидного разреза, где ее осложняют пологие открытые складки с простиранием осевой плоскости по азимуту 50–60°.

В нижней части разреза, охватывающей по мощности до 0,5 км, от контакта с дунитами наблюдается дробное неритмичное чередование пироксенитов, верлитов, троктолитов и габбро, включающих линзы дунитов. Характерны невыдержанные мощности тел, присутствие будинированных жил пироксенитов и габбро, субсогласных с полосчатостью, а также многочисленные линейные складки двух направлений.

У складок первой группы осевые поверхности составляют с плоскостью полосчатости острый угол (до 10°) и опрокинуты к северо-западу. Обычно эти складки имеют изоклинальную форму и осложнены на крыльях мелкими складками или флексурными срывами полосчатости, вдоль которых развиваются мелкозернистые бластомилониты двупироксен-плагиоклазового состава. Картирование складок выявляет рисунок пластического течения в системе правого сдвига. Эти складки пересечены жилами троктолитов и оливинового габбро меридионального простирания с западными падениями. Такое же простирание (север-юг) имеют осевые плоскости открытых линейных складок второй группы и повернутые участки складок первой группы (рис. 53). Небольшие поперечные смещения полосчатости в этих складках залечены жилками оливинового габбро.

Минеральный состав пород, смятых в складки обоих направлений, состав пересекающих их жил и состав бластомилонитов позволяют говорить о том, что деформация проходила при температурных условиях гранулитовой фации и давления, не превышающих поля устойчивости оливин-плагиоклазового парагенезиса. Устойчивость оливин-хромшпинелидового парагенезиса в деформированных дунитах (при отсутствии магнетита) свидетельствует о низкой фугитивности кислорода во время этих деформаций.

Вниз по разрезу от зоны интенсивной деформированной полосчатой серии в дунитах, залегающих над гарцбургитами, развиты слабо деформированные жилы габбро и пироксенитов. Обычно они ориентированы субсогласно с контактом дунит — гарцбургит на каждом конкретном участке.

Таким образом, зона наиболее интенсивной высокотемпературной пластической деформации приурочена к границе габбро и дунитов, а не дунитов и гарцбургитов. Аналогичное положение зоны сильно деформированных пород полосчатой серии описано в офиолитовых массивах Анадырско-Корякской складчатой области [Агафонов, 1975], комплексе Бей-оф-Айлендс [Малпас, Стевенс, 1977] и в концентрических массивах Платиноносного пояса [Ефимов, 1977].

В целом, как видно из приведенного материала, для Пайерского покрова устанавливается отчетливое азимутальное совпадение и резкое угловое несогласие структур высокотемпературной деформации (пластического течения) гарцбургитов и габбро.

Деформационные структуры в подошве Пайерского покрова. Дуниты, верлиты, лерцолиты и гарцбургиты, развитые в подошве Пайерского покрова (вдоль западного контакта гарцбургитового тела), интенсивно деформированы с образованием узких линейных складок течения.

Главные черты текстур и структур, выделяющие эти породы из ряда рассмотренных выше деформированных ультрабазитов, заключаются в следующем.

1. Все породы имеют тонкополосчатую текстуру, обусловленную в дунитах чередованием существенно оливиновых и хромитовых прослоев, в перидотитах опивиновых и пироксеновых (иногда с зеленой шпинелью и призматически зернистым бледно-зеленым амфиболом) прослоев. Прослои мощностью 1-2 см имеют резкие границы; по простиранию они быстро выклиниваются, кулисообразно смещаются или будинируются. 2. Эти прослои очерчивают изоклинальные складки течения, осевые плоскости которых совпадают с очень четкой плоскостной ориентировкой минералов и наклонены главным образом на восток – юго-восток. Линейность (хромитовые цепочки) ориентирована по падению полосчатости. 3. Микроструктура пород гранобластовая, иногда порфирокластическая. Оливин И пироксены в пределах прослоев образуют зерна размером 0,5-1 мм, обычно без следов деформаций; хромитовые прослои в дунитах также имеют в основном мелкозернистую средне- или густовкрапленную структуру. Характерны сильно вытянутые линзовидные агрегаты мелкозернистого энстатита (диопсида и амфибола), переходящие в тонкие полоски (рис. 54). Огдельные крупные зерна оливина (реже энстатита) размером 4-6 мм, уплощенные, растянутые, с четкими полосами излома, раздроблены по краям. На участках дробления развивается мелкозернистый агрегат оливина. 4. Жилки, пересекающие и смещающие деформированные полосы, представлены дунитами или пироксенитами, часто с амфиболом.

Таким образом, деформации с перестройкой структуры гарцбургитов и дунитов здесь происходят в основном на уровне безводных парагенезисов. Условия деформаций, по-видимому, отражены переходом плагиоклаз-содержащих перидотитов (или троктолитов) в шпинелевые лерцолиты по реакции: Ol + Pl->cPx + отвечающей амфиболитовой фации высоких давлений или низам + oPx + Sp. гранулитовой фации. Присутствие небольших количеств амфибола в парагенезисе с пиопсилом и энстатитом указывает на присутствие паров волы при метаморфизме. Согласно рассмотренным выше экспериментальным и расчетным данным, подобные деформационные структуры формируются неротационным пластическим течением в условиях умеренных температур ($T \simeq 700-800$ °C) с относительно высокими скоростями деформации (при относительно высоких значениях стресса). Главный механизм такого течения – тектоническая рекристаллизация, сопровождавшаяся межзерновым скольжением. На ранней стадии процесса было развито внутрикристаллическое скольжение (полосы излома в порфирокластах). Направление течения (ориентировка линейности в плоскости уплощенности) ориентировано с юговостока на северо-запад.

Деформационные структуры ультраосновных метаморфитов. Зоны тектонического несогласия, разделяющие гарцбургиты и породы полосчатой серии, продолжаются в гарцбургитах в виде моноклинальных пачек куммингтонит (± тальк)оливиновых и антигорит-оливиновых пород и сланцев, а в породах полосчатой серии и в габбро – в виде зон цоизит-амфиболовых бластомилонитов. По отношению к структуре гарцбургитов они занимают секущее положение (см. рис. 54). За границу Пайерского покрова, очерченную амфиболитовыми бластомилонитами, эти зоны не продолжаются. Антигорит-оливиновые и куммингтонит-оливиновые породы встречаются на массиве в трех структурных ситуациях: на контакте гарцбургитов с дунитами полосчатой серии в виде маломощных кайм вокруг дунитовых тел в гарцбургитах, а также в линейных зонах северо-восточного простирания, рассекающих внутреннюю структуру гарцбургитового тела. Мощность линейных зон ультраосновных метаморфитов достигает 0,5 км; границы их повсеместно наклонены к юго-востоку под углами от 5 до 50°.

Породы, слагающие эти зоны, образованы по серпентинизированным гарцбургитам, и там, где они получили широкое развитие, гарцбургиты сохранились среди них только в виде небольших блоков, обычно с пологими границами подошвы и кровли, согласно границам метаморфических зон. Дуниты и пироксениты, попадающие в поле развития антигорит-оливиновых пород, также полностью преобразованы. Особенности состава антигорит-оливиновых, куммингтонит (± тальк)оливиновых пород и рекристаллизованных дунитов были рассмотрены нами ранее [Савельева, 1973, 1977]. Они позволяют оценивать условия формирования этих пород от амфиболитовой фации метаморфизма (куммингтонит-оливиновая ассоциация) до хлоритоидной ступени фации зеленых сланцев (антигорит-оливиновая ассоциация) ($450^{\circ} > T > 500$ °C, $P \simeq 2,5$ кбар) при высокой фугитивности кислорода. Здесь мы охарактеризуем лишь макро- и микроструктуры антигорит-оливиновых пород, слагающих основной объем метаморфических зон.

На контакте с серпентинизированными гарцбургитами, в кровле зон антигоритоливиновые породы имеют массивную текстуру со следами гарцбургитовой полосчатости. В гарцбургитах наблюдаются прожилки антигорит-оливинового состава, разбивающие гарцбургит на ромбоздрические блоки. По мере удаления от контакта в антигорит-оливиновых породах возрастает сланцеватость, появляется очковая структура, и они переходят в антигорит-оливиновые сланцы. Особенно интенсивная сланцеватость наблюдается в подошве зон и на контакте с дунитовыми телами, которые часто будинируются среди сланцев. Сланцеватость имеет преимущественно юго-восточное падение, а на участках флексурных изгибов пологие южные падения. Как правило, сланцеватость наклонена круче (до 75°), чем границы зон. Линейность, представленная цепочками магнетита, наклонена в ту же сторону, что и сланцеватость, но под более пологим утлом.

Согласно со сланцеватостью антигорит-оливиновых пород залегают линзовидные, каплеобразные тела дунитов самых различных размеров. Крупные тела вытянуты по простиранию до 5-6 км и имеют мощности до сотен метров. Дуниты в эндоконтактах часто перекристаллизованы с образованием пегматоидных структур И обмяты: тонкорассланцованные антигорит-оливиновые породы обтекают изгибы контакта. Вокруг крупных дунитовых тел наблюдаются многочисленные мелкие (несколько метров) разлинзованные будины пегматоидных дунитов, иногда сохраняются переходы от будинированных жил дунитов к цепи кулисообразно расположенных будин от угловатой до округлой формы, обтекаемых сланцеватостью антигорит-оливиновых пород. Будины дробятся по системе сколовых трешин, растягиваются по сланцеватости, и оливин-антигоритовые сланиы насыщаются "окатышами" дунита. Подобные соотношения пород развиваются на месте штокверкового ореола дунитовых жил, окружающих крупные тела в гарцбургитах, и характеризуют стрессовые условия метаморфизма.

Микроструктура антигорит-оливиновых пород крупнозернистая катакластическая в массивных разновидностях и порфирокластовая очковая в сланцеватых (табл. XIX). Оливиновые порфирокласты составляют от 15 до 85% (в среднем 60–70%), антигорит слагает остальную часть породы. Присутствует магнетит, разложенный хромшпинелид, хлорит, диопсид, иногда актинолит, карбонат. В массивных разновидностях зерна оливина $Fa_{8.5-10.5}$ размером 4–6 мм имеют сравнительно изометрические очертания с мелкозубчатыми, иногда ступенчатыми контурами. Характерны спайность по (010), к которой добавляется также спайность по (100), реже по (001) и ступенчато-мозаичное угасание (табл. XIX). На границах зерен часто развивается тонкозернистый гранобластовый оливин.

В сланцеватых разновидностях линзовидные порфирокласты оливина (2–3 мм) обтекаются чешуйками антигорита. Четкие полосы излома ориентированы поперек удлинения оливина; часто наблюдается мозаичное или веерообразное утасание. В хвостовых окончаниях линз (зонах "теневого" давления) развиваются изометричные зерна оливина размером 0,01–0,03 мм. Такой же тонкозернистый оливин развивается внутри крупных зерен по системе сколовых трещин (табл. XIX, 4). В ряде случаев порфирокласты полностью замещены мелкозернистым гранобластовым оливином, образующим сильновытянутые лентовидные агрегаты.

Дальнейшие деформации оливина выражаются в S-образном изгибании трещин спайности и границ полос излома, образовании свилеватых структур в оливине. В сильно катаклазированных разновидностях угловатые и округлые зерна оливина, перетертые по краям, погружены в массу криптозернистого гранобластового оливина и антигорита. Этот агрегат имеет турбулентную структуру и обволакивает порфирокласты, на границе с ними появляется тонкозернистый оливин без антигорита. Реликтовые зерна хромшпинелида, образующие с магнетитом и хлоритом цепочки в плоскости сланцеватости, часто разбиты трещинами, по которым развивается тонкозернистый оливин.

Рассмотренные микроструктуры оливин-антигоритовых пород подтверждают главный вывод, вытекающий из геологической характеристики метаморфических зон, — эти породы формировались в условиях сильного ориентированного давления. Петрографические наблюдения показывают также, что деформация сопровождалась полной перестройкой состава и структуры гарцбургитов. Механизм деформации в начале процесса представлял внутрикристаллическое скольжение (полосы излома в оливине, ориентированные поперек его удлинения) и межзерновое скольжение с миграцией границ зерен (образование мелкозубчатых границ и необластов), затем проявилось хрупкое микротрещинообразование, сопровождавшееся рекристаллизацией. Синтектоническая рекристаллизация, видимо, играла значительную роль при этой деформации.

Анализ деформационных структур. Проведенное изучение структурной эволюции полярноуральских офиолитов [Савельев, Самыгин, 1979] показало, что их появление в составе орогенного пояса тесно связано с развитием палеоокеанической окраины, включавшей внутренний и междуговой бассейны и разделяющие их третью и фронтальную вулканические дуги. Изучение деформационных структур ультрабазитов и габбро наиболее крупного Пайерского офиолитового аллохтона позволяет выделить три основных этапа их формирования и наметить условия, в которых они происходили.

1. В гарцбургитах первые из фиксированных деформационных структур представлены разномасштабными желобовидными складками течения с крутым залеганием полосчатости, уплощенности и линейности в осевой зоне и пологими на крыльях (рис. 55). Ориентировка петроструктурных элементов и форма тела гарцбургитов указывают на их образование в условиях субгоризонтального сжатия в слабо выраженной системе правого сдвига (рис. 56). В осевой части тела течение вещества осуществлялось в субвертикальном направлении, в краевых - в субгоризонтальном. Таким образом, устанавливается грибообразное растекание высоконагретого вещества: по мере его подъема выдавливание в вертикальном направлении сменялось субгоризонтальным истечением (рис. 56). Температура пластических деформаций отражена в составе минеральных парагенезисов гарцбургитов, образующих структуры течения (линейность) и кристаллизовавшихся при деформации: согласно хром-алюминиевому и двупироксеновому геотермометрам она оценивается температурами не менее 900-1100 °C. Механизм пластического течения на этом этапе представлен в основном внутрикристаллическим скольжением, сопровождавшимся рекристаллизацией.

Область смены субвертикального направления течения вещества на субгоризонтальное характеризуется отчетливыми признаками локального растяжения (разряжения давления), возникавшего в условиях, подобных наблюдаемым на вершине грифона. Эту область представляют приосевые зоны крупных желобовидных складок, пронизанные ортогональной системой жил с субвертикальными стенками, выполняющими трещины растяжения. В составе и последовательности жил отчетливо проявлена дифференциация вещества по схеме: гарцбургит (лерцолит) - остаточный дунит + энстатит + диопсидит + хромит. Дифференциация осуществлялась либо частичным плавлением лерцолита, либо путем перераспределения вещества с участием высокотемпературного флюида, либо комбинацией того и другого процессов. Существование нескольких генераций жил пироксенитов и реститовых дунитов показывает многофазность процесса, поддержание которого требовало подтока новых порций неистощенного материала. Этот материал в виде лерцолитов и обогащенных диопсидом гарцбургитов встречается, как правило, в приосевых зонах желобовидных складок. Такое положение лерцолитов и наблюдаемые в них структуры вертикального течения, по-видимому, указывают на подъем поверхности неистощенной мантии вдоль приосевой зоны диапира.

В краевой части гарцбургитового тела пироксенитовые жилы формировались вдоль сколовых трещин, входящих в единую систему субгоризонтального пласти-



Рис.55. Соотношение полосчатости (S_0) , уплощенности (F) и линейности (L) в крупномасштабной складке гарцбургитов (E) и ориентировка деформированной полосчатости гарцбургитов и габбро (A); габбро заштриховано

Рис. 56. Схема структурной эволюции офиолитов Войкаро-Сыньинского массива

A – стадия подъема верхнемантийного диапира; \mathcal{B} – стадия повторных деформаций ультрабазитов и габбро; B – этап ракиеорогенного перемещения пластины офиолитов и расчленения ее на чешуи; Γ – этап позднеорогенного перемещения чешуй

1 — ультрабазиты; 2 — габбро и диабазы; 3 — антигорит-оливиновые породы; 4 — амфиболиты; 5 — границы смещенных блоков; 6 — границы чешуй; 7 — границы покрова; 8 — зоны серпентинитового милонита и меланжа; 9 — направление главного сжатия



ческого течения вещества, что иллюстрируется деформационными рисунками жил (выполнение сколовых трещин — смятие в опрокинутые складки — рассечение этих складок новыми жилами вдоль сколов — последующее смятие и т.д.).

Структуры высокотемпературного пластического течения в габбро, располагающемся над гарцбургитами, были сформированы при сжатии, ориентированном в системе правого сдвига вначале с юго-востока на северо-запад, затем с востока на запад (две системы складок), так же как и складки в гарцбургитах (см. рис. 55 и 56). Угловое несогласие залегания полосчатости в гарцбургитах и габбро интерпретируется как следствие отжимания куполом линейного диапира (с внутренней желобовидной структурой гарцбургитов) габброидов вышележащего слоя таким образом, что они растекались от его оси. Предполагается, что магматическая полосчатость габбро была уже к этому времени сформирована. Ориентировка складок течения габбро, образующихся во внешней оболочке диапира, определялась ориентировкой дифференциального напряжения, представлявшего разницу гидростатического давления со стороны диапира и регионального сжатия. Возможно также, что явления пластической высокотемпературной деформации габбро были частично связаны с их гравитационной неустойчивостью в кровле купола.

Зона наиболее интенсивных пластических деформаций на границе габбро и дунитов приурочена к толще чередования контрастных по составу пород (дунитов, верлитов, пироксенитов, габбро) с различными вязкостными свойствами. Положение этой пестрой серии пород над мощным (до 1 км) однородным дунитовым слоем, равномерно передающим гидростатическое давление поднимающегося диапира, могло явиться одной из причин приуроченности поверхности тектонического скольжения к переходной зоне между дунитами и габбро.

2. Деформационные структуры второго этапа в амфиболизированных гарцбургитах отражает появление асимметрии в распределении деформаций: четко определяется положение подошвы обособившейся крупной пластины габброультрабазитового состава, начавшей перемещение в верхние горизонты коры по пологой границе. Линейные изоклинальные складки течения формировались здесь в условиях температур и давлений, отвечающих границе гранулитовой и амфиболитовой фаций. Значения стресса были высокими относительно первого этапа, и течение осуществлялось в основном путем рекристаллизации. Направление течения было ориентировано с востока – юго-востока на запад – северо-запад в системе четко выраженного правого сдвига.

3. Дальнейшее продвижение габбро-ультрабазитовой пластины в верхние горизонты коры усиливало ее тектоническую расслоенность. На этом этапе формировались метаморфиты вдоль зон относительного проскальзывания чешуй внутри единой пластины. Частично дифференциальное скольжение проявилось на границе крупных тел дунитов и гарцбургитов: зоны оливин-антигоритовых сланцев часто приурочены к этой границе. Генеральное направление движения обнаруживает унаследованность плана деформаций ранних этапов и происходило с востока юго-востока на запад – северо-запад в системе сильно выраженного правого сдвига. Последнее обстоятельство отражено в ступенчатом усложнении зон скольжения сопряженными зонами излома, в пределах которых простирания меняются с субмеридионального до субширотного (см. рис. 56). Движение вещества на разных стадиях этого этапа осуществлялось различными путями: от преимущественного внутрикристаллического и межзернового скольжения на относительно высокотемпературной стадии (амфиболитовая фация) до преимущественной синтектонической рекристаллизации при более низких температурах (хлоритоидная субфация) в условиях высокого парциального давления воды и фугитивности кислорода.

Таким образом, в породах нижней части офиолитового разреза на Войкаро-Сыньинском массиве деформационные структуры отражают: 1) этап высокотемпературного ≥ 1100-900 °C субвертикального твердопластического течения, связанного с подъемом мантийного диапира и субгоризонтального растекания вещества в его кровле, наиболее резко выраженного на границе габбро – дунит: 2) этап высоко-среднетемпературного течения (800-700°С), связанный с формированием габбро-ультрабазитовой пластины и началом ее субгоризонтального перемещения; 3) этап средне-низкотемпературного течения (750-450°С), связанный с формированием габбро-ультрабазитовых чешуй внутри единой пластины. Характеристики деформационных структур показывают, что от первого этапа к последнему величина стресса интенсивно нарастала, а общее давление падало (от 7 до 2-2,5 кбар). В этом же направлении преимущественные механизмы течения менялись от внутрикристаллического скольжения через межзерновые к синтектонической рекристаллизации. Начиная со второго этапа, течение вещества было четко ориентировано с востока – юго-востока в направлении окраины Восточно-Европейской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кинематическая и динамическая интепретация деформационных структур в ультрабазитах и габбро альпинотипных концентрических массивов, а также включений из кимберлитов и базальтов значительно дополняет представления о тектоническом режиме и некоторых условиях тех областей, где происходит формирование этих пород.

Деформационные структуры во включениях отражают твердопластическое течение и рекристаллизацию ультрабазитов в широком интервале температур и давлений и в целом свидетельствуют о динамическом состоянии пород верхней мантии. Однако реконструкция места этих деформаций весьма сложна и, как правило, неопределенна: сходные деформационные структуры могли возникать при субгоризонтальных движениях в верхней мантии, на ее различных уровнях, на границе М, при подъеме диапира или в процессе многократных метаморфических преобразований включений. Более определенно удается связать историю деформаций с геоструктурной эволюцией того или иного региона на материале альпинотипных массивов.

Представления о динамическом состоянии верхней мантии получили значительное развитие после того, как была сформулирована концепция, рассматривающая альпинотипные массивы орогенных поясов в качестве тектонически перемещенных фрагментов верхнемантийного материала [Пейве, 1969; De Roever, 1957; Dietz, 1963; Hess, 1965; Thayer, 1967; Davies, 1968; Coleman, 1971, 1977] и среди них были выделены массивы корневых зон и офиолитовых ассоциаций [Den Tex, 1969]. Для корневых зон, на примере зоны Иврея в Альпах было показано [Berckhemer, 1969; Nicolas et al., 1972], что выведение лерцолитов осуществлялось диапировым твердопластичным течением верхнемантийного недифференцированного материала из-под континентальной коры вдоль шва между тектонически совмещенными Европейской и Южно-Альпийской континентальными плитами.

Для офиолитовой ассоциации было установлено, что ее формирование связано со спредингом в пределах срединных океанических хребтов, либо в окраинных океанических бассейнах и последующим скучиванием фрагментов океанической коры и верхней мантии на континентальной окраине [Пейве и др., 1971; Dewey, Bird, 1970; Coleman, 1971, 1977]. Предположение о формировании ультрабазитов, габбро и базальтов в срединно-океанических хребтах путем подъема и фракционного плавления мантийного диапира вдоль зоны спрединта было высказано П. Фогтом с соавторами [1972] и Дж. Максвеллом [Maxwell, 1973]. Т. Жюто с соавторами [Juteau et al., 1977] охарактеризовали многие детали этого явления на примере офиолитового аллохтона Анталья (Тавриды).

Явления, качественно близкие к спредингу, были отмечены при анализе механизма формирования окраинных и междутовых морей. Чтобы увязать эти явления с высоким теплопотоком некоторых окраинных бассейнов, Оксбург и Таркотт [Oxburg, Turcotte, 1970] предположили, что он вызван подъемом разогретого мантийного диапира. Д. Кариг [Karig, 1971] объясняет подъем диапира всплыванием материала океанической плиты, погружающейся в желобе. Дж. Пекхэм и Д. Фолви [Packham, Falvey, 1971], анализируя приуроченность наибольших значений теплопотока к западной периферии банки Ямато и вулкано-плутонического пояса в япономорском окраинном бассейне, интерпретируют асимметрию теплопотока как следствие активного внедрения мантийного диапира со стороны континента при встречном движении континентальной и океанической плит. Основываясь на геофизических данных, они полагают, что область зарождения диапиров в окраинных бассейнах не простирается глубже 100–150 км.

Расчеты Р. Штокера и М. Эшби [Stocker, Ashby, 1973] по возможным изменениям скорости деформаций и сопротивления сдвигу перидотитов в верхней мантии под щитами показывают, что наименее вязкими характеристиками должен обладать слой на глубинах 80–150 или 100–250 км. Выше и ниже этого слоя достижение тех же скоростей деформации требует более высоких скалывающих напряжений. Вероятно, увеличение теплопотока от континента к краевому морю и внутри краевого моря к вулканической дуге должно вести к смещению в этом направлении слоя пониженной вязкости на меньшие глубины, где ему может соответствовать область анизотропной верхней мантии.

Х. Хесс [Hess, 1965] для объяснения природы сейсмической анизотропии верхов мантии в северо-восточной части Тихого океана предположил, что она вызвана преимущественной ориентировкой оливина в ультрабазитах. Существование значи-170 тельной скоростной анизотропии в пределах верхней мантии и вблизи границы М для пород пониженной и нормальной плотности было установлено в областях спрединга рядом детальных геофизических работ [Ле Пишон и др., 1977; Monis et al., 1969; Raitt et al., 1969; Jeen, Tramontin, 1970]. По этим данным, максимальные скорости распространения сейсмических волн ориентированы перпендикулярно, а минимальные — параллельно оси спрединга.

Анизотропия скоростей в оливине с максимумом 9,87 км/с⁻¹ вдоль [100] и минимумом 7,93 км/с⁻¹ вдоль [010] была установлена Верма [Verma, 1960]. Позднее она была выявлена в оливинах ультрабазитового массива Твин-Систерс [Christensen, Ramananantoandro, 1971] и подтверждена расчетным путем [Baker, Carter, 1972]. Аналогичные лабораторные и расчетные данные были получены пля образцов перидотитов Антальи [Peselnick, Nicolas, 1978]. При изучении влияния неупругих деформаций пород на величину отношения скоростей распространения продольных и поперечных волн было показано [Будников и др., 1978], что при пластическом течении и рассеянном микротрещинообразовании величина V_p/V_s увеличивается; по мере локализации микротрещин в плоскостях скольжения эта величина уменьшается или остается постоянной. Приведенные геофизические данные согласуются с преимущественной ориентировкой структур течения в альпинотипных ультрабазитах наиболее изученных офиолитовых аллохтонов Антальи и Полярного Урала. В этих комплексах направление течения было ориентировано перпендикулярно оси предполагаемого спрединга (и простиранию палеоконтинентальной окраины).

Из рассмотренных материалов следует, что появление альпинотипных массивов в коровой области происходит в результате подъема мантийного диапира: в срединно-океанических хребтах (Анталья) при дивергентном, а вдоль сутуровых швов (массивы зоны Ивреа) и в пределах окраинных бассейнов (Войкаро-Сыньинский массив) при конвергентном движении плит. Наблюдения на этих массивах показывают, что перемещение диапиров в кору сопровождается высокотемпературными деформациями, которые отражены в структурах твердопластического течения гарцбургитов и (или) лерцолитов: крупномасштабных желобо- и куполовидных складках, преимущественных ориентировках минералов.

С высокотемпературным пластическим течением тесно связан процесс дифференциации (диплетирования) мантийного материала. Из анализа данных по Войкаро-Сыньинскому массиву следует, что процесс дифференциации наиболее мощно проявляется в приосевой зоне верхней части диапира, где восходящее движение вещества сменяется на субгоризонтальное. С участками наибольшей дифференциации мантийного материала, идущего по схеме гарцбургит (лерцолит) – дунит + пироксениты (габбро), тесно связано формирование хромитовых залежей [Савельев, 1977].

Рассмотренные материалы по структурно-вещественной эволюции габбро-ультрабазитовых комплексов позволяют уточнить некоторые черты тектонического режима на ранних стадиях эволюции континентальных окраин. Под воздействием поднимающегося диапира, удлинение которого определяется ориентировкой континентального края, вышележащий габбровый слой отжимается в направлении, перпендикулярном оси диапира. В результате этого отжимания и по различиям реологических свойств ультрабазитов и габбро между ними образуется горизонт относительного проскальзывания, приуроченный к полосчатой серии (сейсмическая граница М). Присутствие горизонта относительного проскальзывания в разрезах офиолитов окраинных бассейнов приводит к выводу, что активное скольжение океанической коры (и отчленение микроконтинентов) вдоль границы М является, по существу, одним из выражений спрединга и в окраинных бассейнах представляет горизонт тектонического расслаивания внутри литосферной плиты.

Вещественно-структурная неоднородность, порожденная тектоническим расслоением, усиливается при последующих субгоризонтальных движениях, связанных с раннеорогенным перемещением офиолитов в сторону континента. Вначале образуются сильно деформированные, относительно высокотемпературные амфиболовые ультрабазиты и габбро-амфиболиты, а позднее — низкотемпературные оливин-антигоритовые породы, фиксирующие деформационные зоны, которые разделяли пластины офиолитов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОСЛОЙНЫХ СРЫВОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Среди разнообразных тектонитов брекчии — весьма характерные образования. Их появление вызвано движением масс вдоль плоскости разрывного нарушения. Хрупкие деформации, приводящие к формированию тектонических брекчий, наиболее типичный и простой случай разгрузки напряжений вдоль разломов. Естественно, что обнаружение брекчии в массивах горных пород служило картировочным признаком для выделения зон разломов, таких, как сбросы, сдвиги, надвиги и др. Показательны и хорошо изучены брекчии, развитые вдоль плоскостей надвигов и шарьяжей в Альпах, Динаридах, Гималаях, Аппалачах, Кордильерах и в других складчатых областях. Отличительная черта этих образований — перемешивание пород автохтона и аллохтона. Формирование подобных брекчий сопровождается минеральными преобразованиями, образованием линейных и ориентированных текстур, карбонатные прослои подвергаются избирательному растворению в условиях повышенного давления.

Геологическая литература, посвященная тектоническим брекчиям, насчитывает сотни наименований, и, казалось бы, уже рассмотрены все аспекты происхождения брекчий. Однако в последние годы появились новые интересные исследования [Книппер, 1978; Руженцев и др., 1978; Decandia, Elter, 1969; Bonatti et al., 1974], позволяющие выделить особый тип тектонических брекчий, формирование которых следует связывать с горизонтальными перемещениями отдельных частей литосферы. Расслоение литосферы и горизонтальное движение масс отчетливо фиксируются существованием пакетов покровных структур, наблюдаемых в складчатых областях. Состав и строение отдельных покровных пластин указывают на то, что процессы дифференцированного перемещивания горных масс как на континентах, так и в океанах протекают на различных уровнях глубинности. С тектоническим расслоением земной коры связано появление разнообразных тектонитов, начиная от тектонических брекчий и кончая такими сложными в генетическом отношении образованиями, как меланж.

В главе шестой будут рассмотрены тектонические брекчии, которые, на наш взгляд, свидетельствуют о горизонтальных перемещениях масс среди офиолитовых комплексов континентов и в океанах.

Исследования последних лет, проведенные в Корякском нагорье, показали, что процессы брекчирования, происходящие во время формирования покровных структур переходной зоны от континента к океану, могут достигать грандиозных масштабов. Отличительная особенность структуры Корякского нагорья заключается в том, что покровы образовались в процессе дифференцированного смещения отдельных оболочек земной коры, вдоль горизонтальных поверхностей срыва, располагавшихся на разных глубинных уровнях [Руженцев и др., 1977 а, б, 1978]. Так, например, офиолитовый комплекс Эконайской зоны состоит из нескольких самостоятельных пластин. Ионайский покров представляет серию чешуй, сложенных вулканогенно-кремнистыми породами верхнего палеозоя, Островной покров сложен породами дайкового комплекса, а собственно Эконайскии покров – габбро и полосчатым комплексом. Следовательно, мы имеем весь привычный набор офиолитового разреза, но уже расслоенного на отдельные элементы. Здесь широко развиты такие образования, как серпентинитовый меланж, автокластический меланж, милониты, катаклазиты и др. Процесс тектонической дифференциации офиолитового комплекса сопровождался дроблением пород. В результате образовались мощные протяженные тела цеолит-пренит-цоизитовых брекчий. Процессы брекчирования и цеолитизации охватывают самые разные породы, но наиболее отчетливо они выражены в массивах габброидов, плагиогранитов и пород дайкового комплекса.

В большинстве случаев брекчии являются монолитическими и представляют пласты серовато-зеленых и буровато-зеленых, довольно рыхлых катаклазитов, в которых бывает трудно отличить обломки и цемент. Представляя, как правило, образования послойные, они состоят из угловатых и оскольчатых обломков гравийной и песчаной размерности какого-нибудь определенного состава. Степень раздробленности и относительного смещения обломков различна. Наряду с блоками и клиньями исходных пород, раздробленность которых не столь велика, встречаются полностью дезинтегрированные породы, основную массу которых составляет цеолит-пренит-цоизитовый агрегат. Кроме того, характерны и плотные милониты, состоящие из продуктов тонкого размельчения габбро, плагиогранитов, кварцевых диоритов и основных пород.

Явления катаклаза отчетливо выражены в аллохтонных пластинах, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами верхнего палеозоя. Светлые, серые, буроватые и зеленые тонкоплитчатые и слоистые пачки кремнистых и кремнистоглинистых пород часто интенсивно будинированы, раздавлены вплоть до образования бесструктурных хаотических "конгломерато-брекчий". Однако в отдельных обнажениях удается видеть постепенные переходы от недеформированных фрагментов через будинированные горизонты до катаклазитов. Обломки в катаклазитах имеют удлиненную, несколько округлую форму с полированными блестящими поверхностями. Характерны уплощенные обломки с обрубленными тупыми концами по длинной оси, образовавшиеся в результате скалывания будин по трещинам растяжения. Обломки катаклазитов сложены кремнистыми породами, а более глинистые разности, раздавливаясь, давали цементирующую массу, в которой рассечены мелкие осколки кремней, продукты разрушения кремнистых слойков при будинаже. Кремнистые катаклазиты слагают тела мощностью до нескольких сот метров. Разделяющие их горизонты вулканогенных пород также сильно деформированы, но для них характерны повышенная трещиноватость и зоны рассланцевания. Трещиноватость вулканитов бывает настолько интенсивная, что с виду монолитная порода при ударе молотка рассыпается на мелкие кусочки. Особенно отчетливо общая брекчированность палеозойских пород видна в тех местах, где в их разрезе есть мраморизованные известняки. Первоначально они слагали отдельные прослои и линзы, а сейчас рассеяны среди брекчированных вулканогенно-кремнистых пород. Общий вид обнажений создает впечатляющую картину хаоса, в которой на темном бесструктурном фоне беспорядочно разбросаны светлые пятна, сложенные разноориентированными телами мраморизованных известняков размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. На поверхности глыб известняков видны зеркала скольжения, царапины и борозды. Подобные горизонты нередко принимались за олистостромы.

Широкое развитие явления катаклаза и цеолитизации получили среди вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений чирынайской серии, имеющей позднеюрский — меловой возраст. А.А. Александров [1978] подчеркивает пространственную связь цеолитизированных пород с выходами серпентинитового меланжа. Позволим привести следующее описание из работы этого автора: "... габбро свежего облика, попадая в зону катаклаза и цеолитизации, постепенно становится будинированным, а затем напоминает валунные конгломераты. В "валунах", свежее габбро, а промежутки между ними заполнены интенсивно цеолитизированной дресвой. Когда породы доведены до такой степени, состав их определить уже невозможно. Цеолиты нередко занимают до 30–40% объема катаклазированной породы" [с. 44]. Ширина зон цеолитизированных катаклазитов достигает 3–5 км при протяженности в 30–40 км.

Кроме того, зоны цеолитизированных брекчий встречены среди туфово-терригенных отложений пекульнейской серии Эконайской зоны, а в юрско-меловых олистостромах Эконайской зоны обнаружены обломки разнообразных цеолитизированных брекчий.

Детальное петрографическое изучение в разной степени измененных габбро, диоритов и плагиогранитов, а также брекчий и милонитов, развитых по этим породам, проведенное Р.М. Юрковой, показало, что цеолитизация проявлена только в породах, подвергшихся катакластическим деформациям (образование трещин, дробление). Выделяются два типа цеолитов. Одни из них образованись до брекчирования и слагают обломки, а другие — во время или сразу после брекчирования. Последние выполняют тонкие короткие трещины отрыва, гнезда и "затеки" в цементе.

В итоге можно наметить следующую последовательность преобразования габброидов в поверхностных условиях:

1. Формирование ассоциации низкотемпературных водосодержащих минералов – цеолиты (ломонтит, томсонит, эпистильбит, анальцим и др.), пренит, хлорит, смектиты, – связанное с раздроблением пород и увеличением степени их проницаемости для гидротермальных растворов.

2. Брекчирование и милонитизация амфиболизированных и зеленокаменно измененных и цеолитизированных габбро и диорит-плагиогранитов, сопровождавшееся образованием цеолитов с более плотной каркасной решеткой, пренита и кальцита.

3. Образование хлорит-цеолитовых сланцев (филлониты) с эпидот-цоизитовым агрегатом и кальцитом.

В брекчиях оползания и обрушения (олистостромовые горизонты) наблюдается смещение всех выше названных типов цеолитовых брекчий.

Что же вызвало столь грандиозные масштабы тектонических деформаций и каково место цеолитовых брекчий в этом процессе? Для ответа на этот вопрос необходимо рассмотреть основные этапы тектонического развития региона. Подробно хронология и характеристика тектонических событий разобраны в работах С.В. Руженцева, С.Г. Бялобжеского, А.Д. Казимирова, С.Д. Соколова [1977а; Руженцев и др., 1978], поэтому здесь мы остановимся только на тех моментах тектонической истории, которые важны нам для понимания генезиса брекчий.

В позднем мезозое палеозойско-раннемезозойская кора переходного типа начала дробиться на отдельные блоки, которые испытывали дифференцированное смещение. Вдоль разломов происходило внедрение магматических образований. Основное горизонтальное перемещение масс осуществлялось на уровне поверхности М. Однако движения протекали и на более высоких уровнях, что привело в итоге к расслоению офиолитового комплекса. В условиях растяжения возник новообразованный краевой бассейн (Майницкая зона) с корой океанического типа. Именно с этим этапом $(J_3 v - K_1 b)$, обусловившим резкое увеличение проницаемости пород и выход пластин габброидов и плагиогранитов в верхние горизонты, мы связываем образование первой ассоциации цеолитов. Далее в ходе реализации системы фронтальный надвиг – тыловой раздвиг смещавшиеся пластины горных пород продолжали испытывать дальнейшую деформацию и дробление, которые, судя по минеральным новообразованиям, происходили в поверхностных условиях. Поступление новых растворов обусловило вобразование второй цеолитовой ассоциации, возник и ворой цеолитовой ассоциации, возник и возник и ворой цеолитовой ассоциации и вородам.

Формирование покровной структуры, происходившее в условиях поддвига океанической коры под континентальную, способствовало тому, что пласты катаклазитов постоянно формировались и выводились в сферу эрозии и седиментации, начиная с поздней юры и до кампана включительно. Разрушение фронтальных частей аллохтонных масс поставляло в виде олистостромов огромное количество обломочного материала, накапливавшегося в Эконайской зоне. С этими процессами связана дальнейшая дезинтеграция материала, но главными агентами уже служили осадочные процессы. Основное различие заключается в том, что осадочные агенты вызывали перемешивание материала, и оползневые брекчии в отличие от тектонических в целом имеют более пестрый состав.

Рассмотренные выше тектонические брекчии, хотя и состоят из различных пород,

но образовались в поверхностных условиях и характеризуются большой мощностью и значительной протяженностью. Однако имеются многочисленные данные, свидетельствующие о возможности срывов внутри литосферы на разных уровнях глубинности. Естественно, возникает вопрос, сопровождаются ли подобные срывы образованием тектонических брекчий. Для решения этого вопроса обратимся к строению офиолитовых комплексов и главным образом к строению его нижних частей.

Офиолитовые комплексы континентов характеризуются интенсивной тектонической переработкой. Как правило, они несут следы нескольких фаз деформаций и если их последовательность устанавливается довольно просто, то восстановить условия и характер этих деформаций не всегда удается. Первое, что бросается в глаза изучающему офиолиты, — это тектоническая раздробленность пород. Тектонические брекчии встречаются в виде блоков в меланже или слагают отдельные аллохтонные пластины. Наиболее часто брекчированию подвержены гипербазиты, габброиды, плагиограниты и породы дайковых комплексов, реже тектонические брекчии встречаются в породах верхней вулканогенно-осадочной части офиолитового комплекса, для которой более характерны брекчии осадочного происхождения.

Офиолитовые брекчии наиболее детально изучены в Северных Аленнинах [Decandia. Elter, 1969; Abbate et al., 1972; Gianelli, Principi, 1974; Barrett, Spooner. 1977], где офиолитовый комплекс включает серпентиниты, габбро, долериты, которые перекрыты пиллоу-лавами, пелагическими известняками и кремнистыми породами верхней юры — нижнего мела. Выше залегает мощная флишевая серия верхнего мела – палеоцена. Вся совокупность (комплекс Вара) рассматривается в качестве фрагмента мезозойского океанического бассейна. Основное количество брекчий сосредоточено в кровле меланократового фундамента и в основании вулканогенно-осадочной части офиолитового комплекса. Выделяется несколько типов брекчий: офикальциты "Россо ди Леванто", брекчии Монте Капра, Монте Россола и Монте Зеноне. Два последних типа брекчий имеют, несомненно, осадочное происхождение [Gianelli, Principi, 1974] и должны рассматриваться в качестве офиолитовых олистостромов [Соколов, 1979]. Среди тектонических брекчий наиболее характерны офикальциты "Россо ди Леванто", состоящие из обломков ультраосновных пород, сцементированных карбонатами (кальцит, доломит, анкерит, магнезит). В рассеянном виде содержатся гидроокислы железа, придающие брекчиям розовую и красную окраску. Офикальциты слагают протяженные линзы (мощностью от 1 до 50 м) в кровле ультраосновных пород.

Брекчии Монте Капра имеют более разнообразный состав обломков: амфиболиты, феррогаббро, амфиболовые долериты, плагиограниты и в подчиненном количестве метакремни. Обломки сцементированы тонкораздробленным агрегатом, погруженным в хлоритовую массу. Выделяются три минеральные ассоциации: к высокотемпературной относятся Са-плагиоклаз, коричневая роговая обманка, клинопироксен, к среднетемпературной — голубовато-зеленый амфибол, биотит, сфен, а к низкотемпературной — альбит, актинолит, тремолит, сфен, гематит, пумпеллиит, серицит. Офитовые и кумулятивные структуры в обломках разрушены и сохранились только как реликты в роговообманковых сланцах. Интересен тот факт, что амфиболиты и плагиограниты не известны в разрезах офиолитового комплекса Северных Апеннин.

Относительно происхождения подобного рода брекчий высказывались разные точки зрения. В последние годы широкую популярность завоевала гипотеза их тектонического происхождения [Книшер, 1978; Decandia, Elter, 1969; Abbate et al., 1972]. Причем большинство авторов склонно считать, что образование брекчий происходило вдоль зон трансформных разломов, но А.Л. Книшер, Ф. Декандяа и П. Элтер высказали предположение, что подобные брекчии возникают вдоль горизонтальных плоскостей срыва. Для того чтобы отдать предпочтение той или иной гипотезе, необходимо подчеркнуть следующие важные обстоятельства. Во-первых, брекчии располагаются в кровле габбро-гипербазитовых массивов, во-вторых, они образовались до момента накопления первых пелагических осадков, и в-третьих, процесс брекчирования не затрагивает вулканогенно-осадочную часть разреза. Все эти особенности невозможно объяснить, допуская образование брекчий в зонах трансформных разломов. Таким образом, вполне реально предположение, что тектонические брекчии Северных Апеннин образовались в процессе раскрытия океанического бассейна, в условиях "сдирания" гранитно-метаморфического слоя, фрагменты которого сохранились в виде экзотических обломков амфиболитов и плагиогранитов в брекчиях Монте Капра. Кроме того, обломки и глыбы биотитовых гранитов были обнаружены в офиолитокластовых олистостромах, причем они сильно трещиноватые и брекчированные, а некоторые из них превращены в сплошные милониты и ультрамилониты. Палеогеографические данные свидетельствуют о том, что открытие океана Тетис происходило в юрское время.

Формирование брекчий вдоль горизонтальных поверхностей срывов, располагавшихся или на уровне раздела базальтового и гранитного слоев и (или) на уровне верхней мантии, сопровождалось метаморфическими процессами, протекавшими в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Радиологический возраст горнблендитов юрский, что хорошо согласуется с палеогеографическими данными. В процессе удаления верхних частей коры брекчии оказывались выведенными в область осадконакопления. Судя по изотопному анализу (соотношение изотопов C^{13}/C^{12} и O^{18}/O^{16}), карбонатный материал офикальцитовых брекчий имеет осадочное морское происхождение.

На Малом Кавказе в пределах Севано-Акеринской офиолитовой зоны также известны тектонические брекчии, располагающиеся в кровле габбро-гипербазитовых массивов. В работе А.Л. Книппера [1978] подробно описываются офикальцитовые брекчии в кровле Ипякского массива. Здесь брекчии состоят в основном из обломков серпентинитов, в меньшем количестве содержатся обломки роговообманковых габбро, габбро-пегматитов, диабазов, тремолитовых сланцев и др. Брекчии достигают мощности до 50 м. Выше расположена пачка кремнисто-глинистых пород, чередующихся с песчаниками и гравелитами. В алевро-пелитовых разностях есть альб-сеноманские фораминиферы. Контакт осадочных пород с брекчиями осложнен разломом. В целом для габбро-гипербазитовых массивов Севано-Акеринской зоны характерно то, что в тех местах, где они перекрываются какиминибудь осадками, кровля массивов сильно раздроблена и превращена в сплошную брекчию. Мощность брекчий изменяется от нескольких метров до 50 м. Рассмотрим два типа таких брекчий.

В районе селений Кылычлы и Бина габбро-гипербазитовый покров представляет сильно деформированную пластину. В ее нижней части расположены в разной степени серпентинизированные гипербазиты. Габброиды слагают отдельные блоки и массивы в кровле гипербазитов. В наиболее крупных блоках сохранились постепенные переходы между гипербазитами и габбро, а более мелкие тела габбро закатаны в серпентинитовую массу. Брекчии располагаются в кровле габброидов и перекрываются терригенно-олистостромовым Кылычлинским комплексом [Григорьев и др., 1975; Книппер, 1975; Соколов, 1977]. Обломки в брекчиях представлены разнообразными габбро, диабазами, серпентинитами, зелеными сланцами, мраморами и др. Обломки имеют резко угловатые очертания, нередко плотно притерты друг к другу и в зонах контакта обломков развиты микротрещины скалывания и скольжения. Размер обломков изменяется от нескольких сантиметров до первых метров. Переход от массивных габброидов к базальным слоям Кылычлинского разреза постепенный и характеризуется следующей последовательностью: массивные габбро-трещиноватые габбро-брекчированные габбро-брекчии габбро-базальные конгломераты и брекчии. На северном борту Кылычлинской синклинали, где имеется стратиграфический контакт офиолитов с терригенными отложениями, верхняя часть офиолитового комплекса сильно деформирована и превращена в тектоническую брекчию (мощностью от 50 до 100 м), состоящую из крупных блоков и глыб циабазов, габбро-диабазов, метаморфических кварц-амфиболовых пород, мраморов, кремнистых пород и фрагментов дайкового комплекса. Фрагменты дайкового комплекса состоят из брекчированных диабазовых даек, между которыми появляются обломки роговиков (кварц-хлорит-серицит-эпидот-тремолит), а также ксенолиты кварц-хлоритовых сланцев и мраморов. Ксенолиты, по-видимому, являются реликтами метаморфической толщи, в которую внедрялись дайки.

Другой тип уже серпентинитовых брекчий встречается в бассейне р. Тутхун. Они располагаются в кровле гипербазитовых массивов и состоят из остроугольных обломков серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов. Отдельные обломки серпентинитов содержат крупные кристаллы хризотил асбеста длиной до 2–5 см. В ряде мест в брекчиях рассеяны гидроокислы железа, придающие брекчиям красную окраску. Как правило, брекчии представляют плотно сцементированные монолитные породы мощностью до 20–30 м. Цемент состоит из тонко раздробленного непрозрачного агрегата, по своему составу отвечающего окружающим обломкам. Участками появляется карбонатный материал, однако в отличие от офикальцитов его несравненно меньше, и он, вероятно, имеет не осадочное, а гидротермальное происхождение. Впрочем, для окончательного суждения нужны данные изотопного анализа.

В районе с. Асрик серпентинитовые брекчии перекрываются конгломератобрекчиями с известковистым цементом. Обломки представлены основными вулканитами, кремнистыми породами и серпентинитами. Среди конгломерато-брекчий расположен линзовидный пласт песчанистых известняков, достигающий в раздуве 3,5 м. В известняках были обнаружены Spirophthalmidium cf. infraooliticum Terq., свидетельствующие о среднеюрском возрасте. Конгломерато-брекчии перекрываются эффузивно-радиоляритовой толщей, охарактеризованной верхнеюрско-нижнемеловым комплексом радиолярий.

Следовательно, в тех местах, где сохранились стратиграфические контакты офиолитов с перекрывающими их терригенными (с. Кылычлы, Бина и др.) или вулканогенно-кремнистыми (с. Асрик, Вагазин и др.) толщами верхняя часть офиолитового комплекса, будь то гипербазиты, габброиды или породы дайкового комплекса, сильно деформирована вплоть до образования тектонических брекчий. Причем брекчии приурочены непосредственно к контакту офиолитов и перекрывающих их отложений. Мощность брекчий варьирует в довольно широких пределах от первых метров до 50–100 м и более. Необходимо добавить, что подобные брекчии очень часто встречаются в виде блоков среди серпентинитового меланжа. Однако в таких случаях их первоначальное положение и происхождение однозначно определить нельзя, но для нас важно лишь то, что они встречаются практически повсеместно. На основании этого можно сделать вывод о том, что подобные тектонические брекчии первоначально имели широкое площадное распространение вдоль кровли меланократового фундамента (габбро-гипербазитовый и дайковый комплексы).

Современные представления относительно происхождения офиолитовых зон Малого Кавказа [Книппер, 1975; Соколов, 1977] сводятся к тому, что их образование было связано с процессами растяжения. В результате разрыва и перераспределения древнего гранитно-метаморфического слоя возник прогиб с корой океанического типа, в котором на меланократовом фундаменте накапливались вулканогенно-кремнистые и терригенные серии. На Малом Кавказе, как и в Северных Апеннинах, в брекчиях встречаются метаморфические породы — реликты древней континентальной коры. Кроме того, они описаны в блоках серпентинитового меланжа [Книппер, 1975].

Комплексные исследования дна современных океанов позволили обнаружить выходы разнообразных брекчий в пределах срединно-океанических хребтов [Мурдмаа, 1968; Розанова, 1971; Боннати и др., 1975]. Кроме того, в процессе разбуривания второго океанического слоя некоторые скважины вскрыли тектонические и осадочные брекчии основных и ультраосновных пород. Например, брекчии, состоящие из обломков базальтов и габбро, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, вскрыты скв. 293 в Филиппинском море [Karig et al., 1975]. Они расположены в кровле акустического фундамента и перекрываются коричневыми и красными пелагическими илами.

Брекчии, обнаруженные в пределах срединно-океанических хребтов, как мы увидим ниже, несут определенные черты сходства с брекчиями офиолитовых комплексов континентов. В океанах так же, как и в офиолитовых зонах, устанавливаются два типа брекчий: тектонические и осадочные. Осадочные брекчии имеют подводно-оползневое происхождение и могут быть отнесены к разряду олистостромов 12. Зак. 1382 [Соколов, 1979]. Их строение, состав и происхождение описывается в целом ряде работ [Мурдмаа, 1968; Розанова, 1971]. Ниже будут рассмотрены только тектонические брекчии.

Т.В. Розанова [1971] отмечает, что осадки рифтовых ущелий по способу и условиям формирования представлены в основном продуктами тектонического дробления коренных пород склонов рифтовых долин. Действительно, в ходе драгирования Срединно-Индийского океанического хребта были подняты брекчии, состоящие из хлоритизированных, карбонатизированных, уралитизированных и оталькованных обломков (размером от 5 до 20 см) серпентинитов, серпентинизированных гарцбургитов и габбро. Цементирующая масса представлена серпентин-хлоритовым агрегатом и арагонитом, которые содержат кристаллы пироксенов, оливина, амфибола, плагиоклаза и талька. Химические анализы обломков и цемента брекчий отличаются только более высоким содержанием карбонатного материала в цементирующей массе. Следовательно, брекчии имеют тектоническую природу с наложенными гидротермальными изменениями.

При драгировании в зонах разломов Романш и Вема были подняты серпентинизированные перидотиты, осадочные обломочные серпентиниты [Bonatti et al., 1974] и брекчии гипербазитов, сцементированные карбонатным материалом. Брекчии состоят из угловатых обломков желтовато-оранжевых и палево-зеленых серпентинитов размером от 0,05 до 20 см. Обломки серпентинитов часто замещены карбонатом. Цементом служит светло-серый тонкозернистый кальцит. Среди микритового или спаритового цемента встречаются кристаллы арагонита. Нередко поверхности серпентинитовых обломков покрыты зеркалами скольжения. В некоторых образцах в цементе попадаются бентосные и планктонные фораминиферы.

Соотношение изотопов стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равное 0,709) в кальците близко к соотношению, характерному для морской воды 0,7085, но несколько превышает его в результате появления рассеянного материала серпентинитов и небольшого количества терригенного материала. Однако концентрации U и Th ниже, чем в морских карбонатных илах, а соотношение ²³⁴ U/²³⁸ U меньше 1 не позволяет объяснять происхождение цемента брекчий простым осаждением из морской воды в глубоководных условиях. Э. Бонатти с соавторами [Bonattiet al., 1974], разбирая подробно проблему происхождения брекчий, выделяет два самостоятельных процесса, отвечающих двум этапам их формирования. Это брекчирование и образование карбонатного цемента. Особо акцентируется внимание на том, что брекчирование предшествовало накоплению цемента и происходило до вывода их на поверхность морского дна. Только после того как брекчии оказались в сфере осадконакопления, началось образование цемента. Известковистый цемент брекчий частично образовался в результате осаждения кальцита из морской воды. При этом осаждению кальцита способствовало увеличение рН морской воды, циркулирующей в пространствах между обломками серпентинитов, а также в трещинах и порах внутри пород. Увеличение рН происходило за счет гидролиза магниевых силикатов перидотитов. Кроме того, осаждение органических илов, проникающих в пустоты между обломками, их частичная и общая перекристаллизация способствовали образованию цемента. Нельзя также исключать и еще один возможный источник поступления CaCO₃ из богатых CO₂ гидротермальных растворов или ювенильных вод. Таким образом, карбонатный цемент брекчий имеет сложный генезис.

Тектоническое происхождение брекчий подтверждается тем, что перидотитовые компоненты брекчий имеют катакластические текстуры [Bonattiet al., 1974]. Зоны брекчирования, по мнению авторов указанной работы, могли возникать вдоль горизонтальных плоскостей, разделяющих блоки, участвующие в спрединге океанического дна, и неучаствующие, пассивные (нерасширяющиеся) блоки, сложенные ультраосновными породами, которые рассматриваются в качестве верхней мантии. Действительно, еще в более поздней работе (Бонатти и др., 1975) отмечалось, что гипербазиты, обнаруженные в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта, судя по данным соотношения изотопов стронция, нельзя рассматривать в качестве рестита базальтового магматизма Атлантического океана. Несмотря на пространственную связь гипербазитов и базальт-габбровых серий, они
являются генетически разнородными образованиями. Было высказано предположение, что они представляют реликт древней континентальной коры Гондваны. Такие блоки верхней мантии могли образоваться в конце мезозоя в узкой Протоатлантике типа современного Красного моря [Bonatti, Honnorez, 1971]. На них накапливались мелководные известняки, состоящие из бентосных фораминифер, гастропод, зеленых известковистых водорослей. Известняки содержат обломочные зерна кварца, ортоклаза и микроклина, которые указывают на близость области сноса, сложенной гранитами.

В ходе дальнейшего спрединга новообразованная океаническая кора испытывала скольжение относительно стабильных (нерасширяющихся) блоков верхней мантии. Вдоль поверхностей раздела возникали зоны брекчий, которые в процессе поступательного расширения океана выводились на поверхность морского дна в область накопления глубоководных осадков. Эти представления хорошо согласуются с рассмотренными выше моделями образования тектонических брекчий в офиолитовых комплексах Северных Апеннин и Малого Кавказа. Напомним лишь, что в их основе лежит процесс раскрытия мезозойского океана Тетис, уничтожение и перераспределение гранитно-метаморфического слоя, а также срыв на уровне поверхности М.

При объяснении происхождения тектонических брекчий срединно-океанических хребтов возможны разные трактовки времени их образования. Во-первых, появление брекчий можно связывать с процессом раскрытия океана на начальных этапах раскола и дрейфа континентов. Во-вторых, они могут образовываться в течение океанического спрединга в условиях общирного океана. Возможно и третье решение проблемы их генезиса, по существу объединяющее два первых варианта, допущение их длительного формирования от начальных этапов рифтинга и во время активного спрединга. В данный момент для нас существенно лишь то, что любой из предлагаемых вариантов генезиса тектонических брекчий континентов и океанов логически связан с представлениями о тектонической расслоенности литосферы.

Надо отметить, что выдержанные на площади горизонты брекчий сами по себе не доказывают значительных смещений вдоль маркируемых ими поверхностей. Однако их появление, безусловно, указывает на наличие в коре субгоризонтальных тектонически ослабленных зон, обусловивших структурное расслоение последней. Было показано, что подобные брекчии образуются как в поверхностных условиях, так и на больших глубинах. Они отличаются по своему составу, строению, мощности, характеру распространения, минералогическим новообразованиям и т.д. Так, например, брекчии, образующиеся в поверхностных условиях (пример Корякского хребта), имеют большую мощность, охватывая весь объем покровных пластин, тогда как рассмотренные брекчии офиолитовых комплексов имеют значительно меньшую мощность и строго локализованы вдоль отдельных поверхностей раздела. Частая приуроченность брекчий к поверхностям раздела главных вещественных оболочек (например, гипербазитов и габбро, габбро и гранитоидов, фундамента и осадочного чехла) показывает, что именно такие разделы были поверхностями, вдоль которых наиболее легко происходила разгрузка возникавших в коре и верхней мантии напряжений. Эти данные хорошо согласуются с материалами по строению разнообразных аллохтонных комплексов (см. с. 13–14, настоящей работы) и в целом подтверждают данные о системе длительно живущих глубинных срывов [Пейве, 1957; Книппер, Руженцев, 1977].

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 235 с.
- Агафонов Л.В. Минералогия альпинотипных гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области: Автореф. дис. . . канд. геол. минерал наук. Новосибирск, 1975. 24 с.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере алыпийской истории Кавказа. – Геотектоника, 1977, № 4, с. 88–103.
- Ажеирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
- Александров А.А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье). – Геотектоника, 1973, № 4, с. 84-93.
- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорые. М.: Наука, 1978.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Белобжеский С.Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 60-72.
- Алексеев А.С., Рябой В.З. Новая модель строения верхней мантии Земли. – Природа, 1976, № 7, с. 18-24.
- Аркавый В.И., Садаков В.К., Сухов В.К. Стратиграфия пермских и нижнетриасовых отложений восточной части Чукотских мезозоид. – В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
- Батлер Т. Развитие метода LINC. В кн.: Численные методы в механике жидкостей. М.: Мир, 1973, с. 145–155.
- Бачин А.П. О строении Даульско-Кокпектинского ультраосновного массива. – Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 433-436.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 24-34.
- Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранитогнейсовых массивов Альпийской складчатой области. – В кн.: Тектоника средниных массивов. М.: Наука, 1976, с. 135–136.
- Белоусов В.В. К вопросу о природе тектонических деформаций. – В кн.: Х. Рамберг. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970, с. 214–223.

- Белоусов В.В. Структурная геология. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
- Белоусов В.В. Главные особенности механизма тектонических деформаций. – В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 6–29.
- Белоусов В.В., Черткова Е.И., Эз В.В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба. – Бюл. МОИП Отд., геол., 1955, т. 30, вып. 5, с. 117-124.
- Бонатти Э., Гоннореци Х., Феррара Г. Перидотит – габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М.: Мир, 1975, с. 9–29.
- Боянов И. Някои характерни особенности на старите коносолидирани ядра, блокове и срединни масива, включени в част от Алпийские геосинклиналей пояс. – Изв. Геол. ин-та Бълг. Ан, Сер. геотектон., 1973, кн. 21/22, с. 206–208.
- Боянов И., Кожухарова Е., Кожухаров Д. Взаимоотношения между докембрийская висококристалинеи цокъл и диабазфилитоидната формация в източните Родопи. – Списание на Бълг. Геол. друж., 1969, г. 30, кн. 2, с. 113–122.
- Буданова К.Т. Даршайский гипербазитовый комплекс (Юго-Западный Памир). – Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1974, № 1, с. 80– 85.
- Буданова К.Т., Буданов В.И. Юго-Западный Памир – новая провинция гранатсодержащих гипербазитов. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5, с. 1182–1183.
- Будников В.А., Воларович М.Н., Файзулин И.С. Влияние неупругих деформаций на отношение скоростей продольных и поперечных волн в образцах горных пород. – в Кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких. давлениях и гемпературах. М.: Наука, 1978, с. 121–136.
- Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. (Тр. Гин АН СССР; Вып. 289).
- Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С., мл. Океаническая

кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. - Сов.

- геол., 1974, № 3, с. 23-36. Владимирский Г.М., Задорожная Н.Н. Стратиграфия нижнекембрийских отложений (чинчанская свита) юго-запалной части Запалного Саяна. - В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн изд-во, 1967.
- **Вознесенская** Т.А. Литология терригеннокремнисто-туфовой формации Сакмарской зоны Урала. - Литол. и полез. ископ., 1975, № 6, c. 70-83.
- вонсовский С., Орлов А. Дислокации в кристаллах. – Пробл. соврем физ., 1957, № 9.
- Гаврилов А.А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М.: Наука, 1967. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 169).
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского cerмента Средиземноморского пояса. - Геотектоника, 1977, № 3, с. 25-37.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.

- Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. - В кн.: Bo-Метаморфические комплексы стока СССР. Владивосток, 1973, с. 66-73.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975.
- Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение. - Сов. геол., 1976, № 12, с. 75-86.
- Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов юга Сибири. – Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, c. 431-434.
- Горохов С.С., Сегедин Р.А., Фонарев В.И. О конгломератовидных породах в докембрии Аксуйской антиклинали. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 30-37.
- Григорьев В.И., Книппер А.Л., Соколов С.Д.
- Верхнемеловой олистостромовый комплекс Киличлинской синклинали. - Сов. геол., 1975, № 7, с. 62-73.
- Дергунов А.Ю., Молдаванцев Ю.Е. О строении и тектоническом положении габброгипербазитовых массивов Полярного Урала. – Геотектоника, 1976, № 3, с. 93-107.
- Дерни Д., Рамсей Дж. Нарастающие деформации, измеряемые по синтектоническому росту кристаллов. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 88-115.
- Дитрих Ф.Ж. Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 61-68.
- Добрецов Н.Л. Общие особенности офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна и условия их формирования. - В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977, с. 176-205.
- Добрецов Н.Л., Пономарев Л.Г. Офиолиты'и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса. - В кн.: Петро-

логия и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977, с. 28 56.

- Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
- Друккер Д. Пластичность, течение и разрушение. - В кн.: Неупругие свойства композиционных материалов. М.: Мир, 1978, с. 9-32. (Нов. в зарубеж. науке. Механика; Вып. 16).
- Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. - Геотектоника, 1977, № 1, с. 24-42.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. - Сов. геол., 1974, № 5, с. 55-66.
- Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. Тр. Свердл. горн. ин-та, 1975, вып. 116, c. 26-35.
- Захаров А.А., Захарова А.А. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклинальной зоны на восточном склоне Южного Урала. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1972, c. 18-26.
- Зверев А.Т. Основные черты строения северной части Кемпирсайского антиклинория (Южный Урал). – В кн.: Некоторые вопросы региональной геологии М.: Издво МГУ, 1973, с. 69-85.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. -Геотектоника, 1978, № 1.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
- Иванов С.Н., Смирнов Г.А., Ефимов А.А. и др. Новые аспекты тектоники Урала. - В Урало-Монгольского кн.: Тектоника складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 56-67.
- Иденбом В.Л. Дислокации в кристаллах. -Кристаллография, 1958, т. 3, с. 113-132.
- Казанцева Т.Т. Особенности геологического строения северной части Зилаирского синклинория в связи с перспективами нефтегазоносности. – В кн.: Науч. сессия, посвящ. нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья: Тез. докл. Уфа, 1971, с. 21-25.
- Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 125-143.
- Краус Е.В., Краснопевцева Г.В., Резанов И.А. Использование динамики сейсмических

волн для выяснения геологической природы сейсмических границ в земной коре. – В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 100-105.

- Кашинцев Г.Л. Петрогенезис ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М., 1972. 24 с.
- Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Рудник Г.Б. Типы пространственной ориентировки оливина в гипербазитах массива Рай-Из (Полярный Урал). – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология., 1971, № 2, с. 105–109.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складке южных гор Мэриленд. – В кн.: Вопросы старуктурной геологии. М.: ИЛ, 1958.
- Клочихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В. Геологическое строение северной части Зилаирского метасинклинория. – В кн.: Тектоника Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1975, с. 42–47.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. – Геотектоника, 1978, № 2, с. 50-66.
- Книппер А.Л., Руженцев С.В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс. – В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 8–19.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. – Геотектоника, 1974, № 6, с. 74-80.
- Колбанцев Р.В. Внутренняя структура Иджимского массива ультраосновных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 69, с. 48-60.
- Колесников В.Н. Вулканогенные формации Сакмарской зоны Оренбургского Урала. – Тр. Урал. науч. центра АН СССР, Ильменск. заповедник, 1974, вып. 12, с. 121– 129.
- Колмен Р., Хадли Д., Флек Р. и др. Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря. – В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1978, с. 107– 123.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района (геология и условия образования) / П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Серавкин, Л.Н. Сопко. М.: Наука, 1973. 222 с.
- Колясников Ю.А. К формированию серпентинитовых меланжей Корякского нагорья. – Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 680-683.
- Коптева В.В. О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала). – Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 410-413. Коптева В.В., Самыгин С.Г. Об особенностях
- Коптева В.В., Самыгин С.Г. Об особенностях палеогеографии, западного борта Магнитогорского прогиба на рубеже ирендык-

ского и улутауского времени. – В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975, с. 168–175.

- Корень Т.Н. Позднесилурийские раннедевонеские граптолиты Уральской складчатой области. – Тр. Урал. науч. центра АН СССР, Ин-т геол. и геохим., 1973, вып. 99, с. 132–159.
- Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала. В кн.: Тр. Урал. науч. центра АН СССР. Ильменск. заповедник, 1974, вып. 12, с. 111–120.
- Кориневский В.Г. Вулканизм ордовика юга Сакмарской зоны Урала. – В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала, Уфа, 1975, с. 108–115.
- Котрелл А. Теория дислокаций/Успехи физики металлов. 1956, с. 155–223.
- Котрелл А. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М.: Металлургиздат, 1958.
- Кропачев С.М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 1, с. 50– 65.
- Кроули У. FLAG-свободно-пагранжев метод для численного моделирования гидродинамических течений в двух измерениях. – В кн.: Численные методы в механике жидкостей. М.: Мир, 1973, с. 135–145.
- Крюков Ю.В., Недомолвкин В.Ф. Стратиграфия протерозойских метаморфических пород восточной части Чукотского полуострова. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1972, вып. 20, с. 16–24.
- Кузнецов II.II. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области от их тектонической переработки. – Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 26–34.
- Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизм алыпинотипных офиолитовых массивов Урала. – Геотектоника, 1978, № 4, с. 3-23.
- Ле Пишон К., Франшо Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих крупные разломы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4, с. 102– 106.
- Лукъянов А.В. К вопросу о механизме образования позднепалеозойской структуры Атасу-Жамшинского междуречъя (Центральный Казахстан). – Докл. АН СССР, 1961а, т. 141, № 5.
- Лукьянов А.В. Структура Аксоран-Акжальской зоны разломов в Центральном Казахстане. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 19616, № 2, с. 3–19.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 136).
- *Пукьянов А.В.* К вопросу о динамике и энергетике образования тектонических покро-

вов. – В кн.: Внутренняя геодинамика: (Краткие тез. докл. к Всесоюз. совещ. по внутренней геодинамике 27– 30 ноября 1972 г.). Л., 1972, вып. 2, с. 22– 24.

- *Пукьянова В.Т., Лукьянов А.В.* Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжений разного типа. Литол. и полез. ископ., 1979, № 2, с. 108– 123.
- *Лупанова Н.П., Маркин В.В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала). М.; Л.: Наука, 1964.
- *Лугц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974.
- Магадеев Б.Д. Вулканизм Вознесенско-Присакмарской зоны на широте г. Магнитогорска. – В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975, с. 86– 91.
- Макарова С.Д. О некоторых вопросах сейсмотектоники Средней Азии. – Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, вып. 7.
- Макарычев Г.И. Проблема становления "гранитного слоя" земной коры на примере Западного Тянь-Шаня. – Геотектоника, 1974, № 5, с. 3–18.
- Макарычев Г.И. Два типа разрезов офиолитовой ассоциации в Западном Тянь-Шане. – Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 3, с. 676-679.
- Маловицкий Я.П., Емельянов Е.М., Казаков О.В. и др. Геологическое строение дна Средиземного моря (по данным комплексных геолого-теофизических исследований). – В кн.: Гидрогеологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975, с. 74–96.
- Малпас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 83-102.
- Мальцев Б.Д. К характеристике новейшего строения Таласо-Ферганского разлома и Таласо-Ферганской зоны поднятий. – Геофиз. бюл., 1973, № 2, с. 62–70.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М.С., Богданов Н.А. и др. Фундамент островных дуг и эвгеосинклиналей Северо-Востока Азии. – В кн.: Офиолиты в земной коре: Тез. докл. М., 1973.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребта Декульней, Чукотка). – В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 81–92.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 15-32.

- Масайтис В.Л., Егоров Л.С., Лебедева В.П. и др. Протерозойские, палеозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
- Меланхолина Е.Н. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). – В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 137– 160. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 113).
- Мелан холина Е.Н. Габбронды и параплельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская дуга). – Геотектоника, 1978, № 3, с. 128–136.
- Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклинория. – В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 181–365.
- Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Г. н др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Меляховецкий А.А. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий. – Тр. Ин-та геол. и геофиз. АН СССР. Сиб. отд-ние, 1977, вып. 349, с. 84–111.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967.
- Морозов Н.Ф. Лекции по избранным вопросам механики сплошных сред. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
- Москалева С.В. Проблема верхней мантии на Урале. – В кн.: Глубинное стросние Урала. М.: Наука, 1968.
- Москов ченко Н.И. Роль горизонтальных движений в развитии докембрийских комплексов Юго-Западного Памира. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 425– 428.
- Мурдмаа И.О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов. – Литол. и полез. ископ., 1968, № 5, с. 5–13.
- Мурс З.М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50-74.
- Най Дж. Физические свойства кристаллов и их описание при помощи тензоров и матриц. М.: ИЛ, 1960.
- Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Итоги физ.-мат. науки; Т. 3).
- Никитин И.И., Полуэктов А.Т. Хабарнинский ультраосновной массив. – В кн. Вопросы геологии восточных окраин Русской платформы и Южного Урала, 1973, вып. 21, с. 66-75.
- Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережые р. Анадырь). – Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433–1436.

- Павлов Н.В., Кравченко Г.Т., Чупрышина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968, с. 178.
- Паталаха Е.И. Деформация конкерций Успенского медного месторождения в Центральном Казахстане. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, № 3.
- Паталаха Е.И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. – В кн.: Тектоника и динамомстаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967, с. 48– 110.
- Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970.
- Паталаха Е.И. О некоторых фундаментальных поднятиях структурной геологии и тектонофизики (сдвиговое ламинарное течение и дислокационный процесс). – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 9–17.
- Пейве А.В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргаций. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 5, с. 107–124.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм. -- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36-54.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. – Геотектоника, 1967, № 5, с. 8– 24.
- Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение. – Геотектоника, 1973, № 3, с. 3–13.
- Пейве А.В. Геология сегодня и завтра. Природа, 1977, № 6, с. 3-7.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азин. — В кн.: Гималайский и алыпийский орогенез/ (МГК. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М.: Недра, 1964, с. 156-172.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей. – В кн.: Тектоника. (МГК. 24-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3). М.: Наука, 1972, с. 27–37.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Савельева Г.Н. Кимберлиты, глубинные включения и дрейф континентов. – Сов. геол., 1976, № 5, с. 18-31.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. – Докл. АН СССР, 1971а, т. 196, № 3, с. 657– 659.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 19716, с. 9–24.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. н др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. – Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
- Петровский А.Д., Горохов С.С. Кембрийские и позднедокембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале. --

Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1369–1372.

- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 182).
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 3).
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчалых поясах. – Геотектоника, 1973, № 3, с. 14–26.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Алыпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966.
- Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". М.: Наука, 1978.
- Радченко В.В., Клочихин А.В. Структурнотектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал). – В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 232– 241.
- Разницын Ю.Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). – Геотектоника, 1975, № 2, с. 68–84.
- Рамберг Х. [Рамберг Г.] Природный и экспериментальный будинаж и структуры разлинзования. В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М.: ИЛ, 1957.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970.
- Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги. – В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 70-88.
- Рингвуд А.Е. Состав и эволюция верхней мантии. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 396-420.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М. Изучение неоднородности мантии в Южной Сибири и Монголии по аномалиям во временах пробега объемных продольных волн. – В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977, с. 174–192.
- Розанова Т.В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. – В кн.: История мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 174–194.
- Розова Е.А. Расположения эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 10 (137).
- Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. – В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68–100.

- руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры: (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192). М.: Наука, 1968.
- Руженцев С.В. Тектоническая структура Ванчского хребта (Центральный Памир). – Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 1, с. 173–175.
- Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971а, с. 25–40.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 19716. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 223).
- *Руженцев С.В.* Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал наук. М., 1974.
- Руженцев С.В. Геологическое строение Каратауского офиолитового аллохтона в хребте Султан-Уиздаг (Кызылкумы). – Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 684– 687.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Особенности тектонического развития покровной структуры Эконайской зоны Корякии. Докл. АН СССР, 1977а, т. 233, № 6, с. 1172–1175.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта. – Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186-1189.
- Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей. – Геотектоника, 19776, № 5, с. 95–113.
- Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сынынского массива. – Тр. Ин-та геол. и геохим. АН СССР Урал. науч. центра, 1977, вып. 127, с. 63–77.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). – Геотектоника, 1977, № 6, с. 46– 60.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала. – В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 9–30.
- Савельева Г.Н. Серпентинизация гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. – В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973.
- Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал). – Тр. Ин-ха гзол. и геохим. АН СССР Урал. науч. центра, 1977, вып. 127, с. 3–17.
- Савельева Г.Н., Савельев А.А. Гипербазиты южной части Войкаро-Сынынского массива. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока

Европейской части СССР. Сыктывкар, 1970, т. 6, с. 205-221.

- Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформация гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 47–55.
- Садрисламов Б.М. Палеотектонические условия накопления силурийских и раннедевонских вулканогенно-осадочных образований Южного Урала. – В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 149–155.
- Северина Н.С. Некоторые количественные оценки динамической активности магмы. – В кн.: Вулканиты и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 3–83.
- Седов Л.И. Механика сплошной среды. 2-е изд. М.: Наука, 1973. Т. 1.
- Семенов И.В., Гревцов Г.А., Бельков Ю.П., Петров В.Н. Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек в раннегеосинклинальных образованиях Урала. – В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, 1975. Свердловск, 1975, с. 68–70.
- Сибилев А.К. Геология и петрология Иджимского ультрабазитового плутона (Западный Саян). – Тр. Ин-та геол., и геохим. АН СССР Урал. науч. центра, 1977, вып. 127, с. 18–31.
- Смирнов Г.А., Беллавин О.В. Покровные структуры Уфимского амфитеатра Урала. – Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1216-1219.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
- Соколов С.Д. Опистостромовые топци и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Соколов С.Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей. – Геотектоника, 1979, № 3.
- Сорвачев К.К. Пластические деформации в гранитогнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 319).
- Соукинс Ф. Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника. (Тектоника плит). – В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 358–376.
- Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала/В.Г. Варганов, Ю.Д. Анцигин, В.А. Наседкина, В.С. Милицина, М.В. Шурыгина. М.: Наука, 1973. 227 с.
- Суворов А.И. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане. – Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 4, с. 938– 941.
- Суворов А.И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана). – Сов. геол., 1969, № 9, с. 33–47.
- Суворов А.И. Горизонтальные движения и формирование континентальной земной коры. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977, с. 9–19.

- Тайср Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 32–46.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
- Тектоника Урала: (Объяснит. зап. к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000) / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М.: Наука, 1977.
- Тохтуев Г.В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев: Наук. думка, 1967.
- Тохтуев Г.В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев: Наук. думка, 1972.
- Фарберов А.И., Левыкин А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов. – В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 122–130.
- Флинн Д. Цеформация при метаморфизме. В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 49–77.
- Фогт П.Г., Шнейдер Э.Д., Джонсон Г.Л. Кора и верхняя мантия под океанами. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 481–550.
- Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал)/И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев, М.Н. Ильинская, С.В. Руженцев. М.: Наука, 1978. 228 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Хаин В.Е., Безр М.А., Бызова С.Л. и др. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях). – Вестн. МГУ. Серия 4, Геология, 1977, № 3, с. 3–20.
- Хаин В.Е., Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты). – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 5, с. 13-24.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Руженцев С.В. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала. – Литол. и полез. ископ., 1975, № 4, с. 28– 39.
- Хендин Д. Прочность и пластичность. В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, с. 211–272.
- Херасков Н.Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 35–54.
- Херасков Н.П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале. – Геотектоника, 1971, № 4, с. 26– 30.
- Хёрт С. Произвольный лагранжево-эйлеров численный метод. – В кн.: Численные методы в механике жидкостей. М.: Мир, 1973, с. 156–164.
- Хоуз Р., Данеш З. Развитие позднемезозойских и раннекайнозойских структур восточной части Большого бассейна. – В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 421–433.

- Цытович Н.А. Проблемы механики грунтов и скальных пород в геомеханике. — В кн.: VIII Междунар, конгр. по механике грунтов. М., 1973.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. Глубинная структура разломов. – Геотектоника, 1979, № 3.
- Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977.
- Чизе П. Распределение скорости в основании коры. – В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977.
- Шолпо В.Н. Сложная складчатость в осадочных толщах. – В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 64–92.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. М.; Л.: ГОНТИ, 1938.
- Шукрун П., Сэгюре М. Тектоника Пирсисев: роль сжатия и силы тяжести. – В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 154–167.
- Шульц С.С., мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972.
- Шумский П.А. Цинамическая гляциология. М.: ВИНИТИ, 1969. Т. 1. (Итоги науки. Сер. геогр. Гидрология суши. Гляциология).
- Шеглов А.П., Степанова М.В., Бокни бова О.Т., Иванов В.И. Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна. – Тр. СНИИГГиМС, 1967, вып. 57, с. 150–153.
- Шербакова Б.Е., Волхонин В.С., Крупская Г.В. и др. Результаты изучения глубинного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станции "Земля". – Сов. геол., 1969, № 6, с. 154–161.
- Эз В.В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. – Геотектоника, 1967, № 3, с. 69-81.
- 33 В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976.
- Эз В.В. Особенности структуры метаморфических комплексов. – В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 208-245.
- Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Studies in the mafic and ultramafic rocks. 2. Paleogeographic and tectonic consideration on the ultramafic belts in the Mediterranean area. – Bull. Soc. geol. ital., 1972, vol. 91.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. The northern Apennines geosyncline and continental drift. – Sediment. Geol., 1970, vol. 4, N 3/4, p. 637–643.
- Addicott W.O. Mid-Tertiary zoogeographic and paleogeographic discontinuities across the San Andreas fault, California. – In: Proceedings of Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault system. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1968, vol. 11, p. 144-165.

- Andreatta C. Analisi strutturali di rocce metamorfiche v. oliviniti. – Period. miner., 1934, N 5, p. 237-253.
- Angenheister G., Bögel H., Gerrnade H. et al. Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rdsch., 1972, Bd. 61, H. 2, S. 349-395.
- Ansorge J. Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea. – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, H. 1, S. 247-254.
- Ave Lallemant H.G. Structural and petrofabric analysis of an "Alpinetype" peridotite: the lherzolite of the French Pyrenees, - Leidse. geol. meded., 1967, vol. 2, p. 1-57.
- Ave Lallemant H.G., Carter H.Z. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 2203-2220.
- Aubouin J., Blanchet R., Cadet J.-P. et al. Essai sur la geologie des dinarides. – Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1970, t. 12, N 6, p. 1060– 1095.
- Baker D.W., Carter N.L. Seismic velocity and anisotropy calculated for ultramatic minerals and aggregates. – In: Flow and fracture of rocks. 1972, p. 157–166. (Geophys. Monography Ser., vol. 16).
- Barrett T.I., Spooner E.T.C. Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the east Ligurian Apennines, Italy. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 35, N 1, p. 79–91.
- Basu A.R. Textures, microstructures and deformation of ultramafic xenolites from San Quintin, Baja California. - Tectonophysics, 1977, vol. 43, N 3/4, p. 213-246.
- Bemmelen R.W. van. The structural evolution of the Southern Alps. – Geol. en mijnbouw, 1966, N 12.
- Berckhemer H. Topographie des "Ivrea-Korpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt, 1968, Bd. 48, H. 1, S. 235-296.
- Berckhemer H. Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. – Tectonophysics, 1969, vol. 8, N 12, p. 97-105.
- Bertolani M. Stronalites: granulites of the Italian Alps. – Rept. Geol. Congr. India, 1964, vol. 13, p. 67–69.
- Bertolani M. Fenomeni di transformazione granulitica nella formazione basica Ivrea-Verbano. – Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, H. 1, S. 21-30.
- Biju-Duval B., Lapierre H., Letouzey I. Is the Troodes massif (Cyprus) allochtonous? – Bull. Soc. géol. France, 1976, t. 18, N 5, p. 1347--1356.
- Boland J.N., Buiskool Toxopeus J.M.A. Dislocation deformation mechanism in peridotite xenoliths in kimberlites. - Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 60, N 1, p. 17-30.
- Bonatti E., Emiliani C., Ferrara G. et al. Ultramafic-carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. – Mar. Geol., 1974, vol. 16, N 2, p. 83–102.

- Bonatti E., Honnorez I. Non-spreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge. – Science, 1971, vol. 174, N 4016, p. 1329–1331.
- Borley G.D. Deformation textures in nodules from kimberlites. – In: Physic and Chemic. of Minerals and Rocks. London etc., 1976, p. 93-103.
- Boudier F. Structure and petrology at the Lanzo peridotite massif. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 10.
- Boullier A.M. Structure des peridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud. Consequences sur la constituation du manteau superieur. – Bull. Soc. franc. minér. et cristallogr., 1977, vol. 100, N 3/4, p. 214-229.
- Boullier A.M., Gueguen V. SP Mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. – Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 50, N 2, p. 93–104.
- Boullier A.M., Nicolas A. Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites. – Phys. and Chem. Earth. 1975, vol. 9, p. 467–475.
- Boyd F.R. Inflected and noninflected geotherms. – Annu. Rept Dir. Geophys. Lab. 1975–1976, 1976, p. 521–523.
- Boyd F.R., Nixon P.H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. – Phys. and Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 431-454.
- Boyd F.R., Nixon P.H. Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa. – Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 1367-1382.
- Brookfield M.E. The emplacement of giant ophiolite nappes. 1. Mesozoic-cenozoic examples. – Tectonophysics, 1977, vol. 37, N 4, p. 297-303.
- Brother R.N., Blake M.C. Tertiary plate-tectonics and high-pressure matamorphism in New Caledonia. – Tectonophysics, 1973, vol. 17, N 4, p. 337–358.
- Brunn J.H., Graciansky P.Ch. de, Gutnic M. et al. Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. – Bull. Soc. géol. France, 1970, t. 12, N 3, p. 515-556.
- Buiskool Toxopeus J.M.A. Deformation and recrystallization of olivine during mono- and poly-phase deformation. A transmission electron microscope study. - Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1977, Bd. 129, H. 3, S. 233-268.
- Buiskool Toxopeus J.M.A., Boland J.N. Several types of natural deformation in olivine andelectron microscope study. – Tectonophysics, 1976, vol. 32, N 3/4, p. 209–233.
- Burchfiel B.C. Geology of Romania. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1976.
- Burns K.L., Stephansson O., White A.J.R. The Flinders Ranges breccias of South Australia diapirs or decollement. – J. Geol. Soc. London, 1977, vol. 134, N 3, p. 368– 384.
- Caby R. Geodynamic implications of transverse folding in the Western Alps for the Alpine fold belt. – Nature, 1975, vol. 256, N 5513, p. 114-117.

- Carter N.L. Static deformation of silica and silicates. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 23, p. 5514-5540.
- Carter N.L., Ave Lallemant H.G. High temperature flow of dunite and peridotite. Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 87, p. 2181–2202.
- Carter N.L., Raleigh C.B. Principal stress direction from plastic flow in crystals. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 88, p. 1231– 1264.
- Christensen N.J., Ramananantoandro R. Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars. – J. Geophys Res., 1971, vol. 76, p. 4003-4010.
- Chudova F.K., Frenchen J. Über die plastische Verformung von Olivine. – Neues Jahrb. Mineral. Abh. Abt. A, 1950, Bd. 81, S. 183– 200.
- Clar E. Zum Bewegungshilg des Gebirgsbaues des Ostalpen. – Verh. Geol. Bundesanst., 1965, S.-H. 2, S. 11–35.
- Clarke S.H. (Jr.), Nilsen T.H. Displacement of the Eocene Strata and implication for the history of offset along the San Andreas fault, Central and Northern California. – In: Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. – Publ. Stanford Univ. Geol. Sci., 1973, vol. 13, p. 358–367.
- Closs H., Labrouste J. Results of explosion seismic studies in the Alps and in the German Federal Republic. – In: Upper Mantle Symposium, New Delhi. Copenhagen, 1965.
- Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 1212–1222.
- Coleman R.G. Geologic Background of the Red Sea. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1974, vol. 23.
- Coleman R.G. Emplacement and metamorphism of ophiolites. – Rend. Soc. ital. mineral. e petrol., 1977, t. 33(1), p. 161–190.
- Coleman R.G., Brown C.F., Keith T.E.C. Layered gabbros in southwest Soudi Arabia. – U.S., Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 800-D, p. 143-150.
- Collee A.L.G. A fabric study of Iherzolites with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergue (France). -Leidse geol. meded., 1963, vol. 28, p. 1-102.
- Darot M., Boudier F. Mineral lineation in deformed peridotites: kinematic meaning. – Petrologie, 1975, t. 1, N 3, p. 225-236.
- Davies H.L. Papuan Ultramafic Belt. In: Report of the Twenty-Third Session Czechoslovakia. Upper Mantle (Geological Processes). Prague, 1968, p. 209-220.
- Davies H.L. Crustal structure and emplacement of ophiolite in south-eastern Papua, New Guinea. – Geol. Surv. Papua, New Guinea, 1977, N 77/15.
- Davies H.L., Smith I.S. Geology of Eastern Papua. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 3299–3312.
- Decandia F.A., Elter P. Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennina settentrionale (Nota preliminara). – Mem. ed atti. Soc. Toscana Sci. natur., 1969, t. 76, N 1, p. 1–9.

- Den Tex. Origin of ultramatic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramatic and ultrabasic rocks" by Wyllie. – Tectonophysics, 1969, vol. 7, p. 457– 488.
- Dewey J.F., Bird J.H. Montain belts and new global tectonics. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 14.
- Dewey J.F., Bird J.M. Orogin and emplacement of the ophiolite Suite: Appalachian ophiolite in Newfoundland. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 14, p. 3179–3206.
- De Wit M., Dutch S., Kligfield R., Allen R., Stem Ch. Deformation, serpentinization and emplacement of a Dunite complex, Gibbs Island, South Shetland Islands: possible fracture zone tectonics. – J. Geol., 1972, vol. 85, N 6.
- Dietz R. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and montain building. – J. Geol., 1963, vol. 71, p. 314– 333.
- Dixon J.M. Apparent "double rotation" of porphyroblasts during a single progressive deformation. – Tectonophysics, 1976, vol. 34, p. 101-115.
- Donaldson C. Petrology of the uppermost upper mantle deduced from spinel-herzolite and Harzburgite Nodules at Calton Hill, Derbyshire. - Contribs Mineral. and Petrol., 1978, vol. 65, p. 363-377.
- Dribus J., Godson W., Hahn K. et al. Comparative petrography of some Alpine ultramafic plutons in Western-North Carolina. – Compass Sigma Gamma Epsilon, 1976, vol. 53, N 2, p. 33-45.
- Dumont I.F., Gutnic M., Marcoux I. et al. Le Trias des laurides occidentales (Turquic). – Z. Dtsch. geol. Ges., 1972, Bd. 123, H. 2, S. 385-409.
- Elders W.A., Rex R.W., Meidav T. et al. Crustal spreading in Southern California. - Science, 1972, vol. 178, N 4052.
- Ellenberger F. Le "style pennique":rhéomorphism ou cisallements. - Compt. rend. Acad. sci., Paris, 1965, t. 260, N 14, p. 4008-4011.
- Etienn F: La lherzolite rubanee de Baldissero-Canavese. – These 3-eme Cycle. Nancy, 1971.
- Finlayson D.M., Drummond B.J., Collins C.D.M., Connelly J.B. Crustal structures in the region of the Papua Ultramafic Belt. – Phys. Earth and Planet. Inter., 1977, vol. 17, N 1, p. 13– 29.
- Ganser A. The ophiolitic mélange, a world-wide problem on tethean examples. – Eclog. geol. helv., 1974, vol. 67, N 3.
- Gass I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? - Nature, 1968, vol. 220, p. 39-42.
- Ghosh S.K., Ramberg H. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. Tectonophysics, 1976, vol. 34, p. 1-70.
- Ghosh S.K., Ramberg H. Reversal of the spiral direction of inclusiontrails in paratectonic porphyroblasts. - Tectonophysics, 1978, vol. 51, N 1/2, p. 83-98.

- Gianelli G., Principi G. Breccias of the ophiolitic suite in Monte Bocco (Ligurian Apennina). – Bull. Soc. geol. ital., 1974, t. 93, p. 277–308.
- Giese P. Die Strukture der Erdkruste im Bereich der Ivrea-zone. – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, H. 1, S. 281-284.
- Glennie K.W., Boenf M.G.A., Hughes Clarke M.W. et al. Geology of the Oman mountains. Part 1/2. – Verh. Kon. geol. mijnbouw. Genootschap, 1974, deel. 31.
- Graciansky P.Ch. de. Recherches geologiques dans le laurus Lycien: Theses Univ. Paris, 1972.
- Green H.W., Queguen V. Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle. - Nature, 1974, N 249, p. 617-620.
- Greenbaum D. Magmatic processes at oceanic ridges. Evidence from the Troodos Massif, Cyprus. – Nature, Phys. Sci., 1972, vol. 238, N 80. p. 18-21.
- Guillon I.I New Caledonia. In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. London: Geol. Spec. Publ., 1977, vol. 4.
- Guidebook. Canada, 1972. Field excursion A62-C62.
- Gwinner M.P. Geologie der Alpen. Stuttgart, 1971, H. 14.
- Hahn K., Heimlich R. Petrology of the dunite exposed at the Mincey Mine, Macon County, North Carolina. – South-east. Geol., 1977, vol. 19, N 1, p. 39-53.
- Helbling R. Zur Tektonik des St. Galler Operlandes und der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweit. NF 76, 1938, H. 2, S. 84.
- Hart Ben. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenolites. - J. Geol., 1977, vol. 85, N 3, p. 279-288.
- Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. - In: Geology and Geophysics. London, 1965, p. 313-334.
- Hopson C.A., Frano C.I. Igneous history of the point Sal ophioilite, Southern California. – Oregon Dept Geol. Mineral Ind., 1977, N 95, p. 161–183.
- Hutchison Ch. Ophiolite in Southeast Asia. Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 6, p. 797–805.
- Hynes A.I., Nisbet E.G., Smith A.G. et al., Spreading and emplacement ages at some ophiolites in others region (eastern central Greece). - Z. Dtsch. geol. Ges., 1972, Bd. 123, H. 2, S, 455-468.
- International geodynamics Project. In: First report of Switzerland, Bern, 1975.
- Jackson Everett D., Green Harw W. II, Moores Eldridge M. The vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of linlated cumulates overlying harzburgite tectonite. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 3, p. 1236-1244.
- Juteau T., Nicolas A., Dubessy J. et. al., Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 1740–1748.
- Kamb W.B. Theory of preferred orientation developed by crystallization under stress. – J. Geol., 1959, vol. 67, p. 153–170.

- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. – J. Geophys., 1971, vol. 76, N 11, p. 2542–2561. Karig D.E., Ingle I.C. et al. Initial Reports of
- Karig D.E., Ingle I.C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1975, vol. 31.
- Kay M., Crawford I.P. Palaezoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slices, Central Nevada. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, vol. 75, N 2, p. 425– 454.
- Kirby S.H., Raleigh C.B. Mechanism of high temperature solid state flow in mineral and ceramics and their bearing on the creep behaviour of the mantle. – Tectonophysics, 1973, vol. 19, p. 165–194.
- Kohlstedt D.L., Georze C., Durham W.B. Experimental deformation of single crystal olivine with application to flow in the mantle. – Physic and Chemic of Minerals and Rocks. London, etc., 1976a, p. 35–49.
- Kohlstedt D.L., Durham W.B., Goetze C. Hightemperature creep of olivine. – In: Proc. 2nd Intern. Conf. Mech. Behav. Mater. Boston (Mass.), ser. I, 1976b, p. 383-387.
- Kräutner H.G. Voralpidische Entwicklung und alpidische Deckenbau in der kristalinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Marmurescher Massiv). – Rev. roum. geol., géophys. et géogr. Sér. géol., 1972, t. 16, N 2, p. 81–90.
- Kruhl J., Voll G. Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa root zone into Ivrea zone near Finero, Southern margin of the Alps. – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1976, Bd. 56, H. 3, S. 627-633.
- Lanteaume M. Contribution a l'étude géologique des Alpes, Maritimees Francon-Italiennes. Paris, 1968.
- Laurent R. Petrology of the alpine-type serpentinites of the Asbestos and Thetford Mines, Quebec: - Schweiz. miner. and petrogr. Mitt., 1975, Bd. 55, H. 3, S. 431-455.
- Lefèvre R., Marcoux J. Schéma structural et esquisse stratigraphique des nappes d'Antalya dans leur segment sudoccidental (Taurus lycien Turguie). – Compt. rend. Acad. sci., Paris, 1970, vol. D271, N 11, p. 888-891.
- Lensch G. Die Ultramafite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, H. 1, S. 91–102.
- Lensch G. Die Ultramafite der Zone von Ivrea. Ann. Univ. Seraviensis, 1971, vol. 9, p. 5–146.
- Loney R., Himmelberg G. Structur of the Vulkan Peak alpine-type peridotite, South-Western Oregon. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 2, p. 259-274.
- Mac Gregor I.D., Basu A. Geological problem in estimating mantle geothermal gradients. – Amer. Miner., 1976, vol. 61, N 7–8, P. 715– 724.
- Malpas J., Stevens R.K., Strong D.F. Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite. Its classification and tectonic significance. – Geology, 1973, vol. 1, N 1, p. 45-47.
- Marshall D., Mc Laren A. Deformation mechanism in experimentally deformed plagioclase feldspars. – Phys. and Chem. Miner., 1977, vol. 1, N 4, p. 351-370.

- Maxwell J. Ophiolites old oceanic crust or internal diapirs? - In: Symposium on "Ophiolites in the Earth's Crusy", Moscow, 1973.
- Means W.D. Stress and strain (Basic concepts of continuum mechanics for geologists). Berlin: Springer-Verl., 1976.
- Mehnert K.R. The Ivrea zone. A model of the deep crust. – Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1975, Bd. 125, H. 2, S. 156–199.
- Mercier J.C. Structure des peridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaii. Regard sur la constitution du manteau superieur: Thesis. Univ. Nantes, 1972.
- Mercier F.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. - J. Petrol., 1975, vol. 16, p. 454-456.
- Michard A. Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Paris, 1967.
- Mitra G. Ductile deformation zones and mylonites; the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. --Amer. J. Sci., 1978, vol. 278, N 8, p. 1057-1084.
- Miyashiro A. Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. – J. Geol., 1975, vol. 83.
- Monis C.B., Raitt R.W., Shor G.G. Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii. - J. Geophys. Res., 1969, N 74, p. 4300-4316.
- Moores E.M. Petrology and structure of the Vourinos ophialitic complex of Northern Greece. – Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1969, N 118.
- Moores E.M., Vine F.I. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. – Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1971, vol. 268, p. 443– 466.
- Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions. - Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol., 1972, vol. 56, N 2, p. 203-213.
- Moutte J., Paris J.P. Observations nouvelles sur le grand massif ultramafique du Sud de la Nouvelle-Caledonie. – Bull. Bur. rech. géol. et minieres. Sec. 4, 1977, N 1, p. 43-51.
- Mügge O. Über Translation und verwandte Ersheinungen in Kristallen. – Neues Jahrb. Mineral., 1898, Bd. 1, S. 71–158.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solidstate flow in some European Iherzolites. – Tectonophysics, 1971, vol. 12, p. 55-86.
- Nicolas A., Boushez J.L., Boudier F. Interpretation cinematique des deformation plastiques dans lé massif de lherzolite de Lanzo. – Tectonophysics, 1972, vol. 14, p. 143-171.
- Nicolas A., Boudier F. Kinematic interpretation of folds in alpinetype peridotites. – Tectonophysics, 1975, vol. 25, N 3/4, p. 233-260.
- Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid-state flow in metamophic rocks. New York: Wiley-Intersci., 1976.
- Nixon P.H., Boyd F.R. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites. – In: Lesotho National Development Corp. Maseru. Lesotho, 1973, p. 48-56.

- Ollesen N.O. Distinguishing between interkinematic and syn-kinematic porphyroblastesis. – Geol. Rdsch., 1978, Bd. 67, H. 1, S. 278–287.
- Orovan E.A. A new type of plastic deformation in metals. - Nature, 1942, vol. 149, N 3788, p. 643-644.
- Oxburg E.R., Turcotte D. Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 1665–1688.
- Packham G., Falvey D. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. – Tectonophysics, 1971, vol. 11, N 2, p. 79–109.
- Parrot I.F. Ophiolites du Nord-Ouest System et evolution de la croute oceanique tethysienne au course de Mesozoique. – Tectonophysics, 1977, vol. 41, p. 251–268.
- Passerini P. Rapporti fra le ofiolitie le formarioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tikkeno. – Pubbl. Centro studi geol. Appenino, 1965, N 172.
- Paterson M.S. Laboratory studies of flow in olivine-rich rocks. – Adv. Rock. Mech., 1974, vol. I, part A, p. 521-558.
- Paterson M.S. Experimental rock deformation the brittle field. Springer-Verl., 1978.
- Peselnick L., Nicolas A. Seismic anisotropy in an ophiolite peridotite: application to Oceanic Upper Mantle. – J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N D3, p. 1227-1235.
- Peselnick L., Nicolas A., Stevenson P. Velocity anisotropy in a mantle peridotite from the Ivrea zone: application to upper mantle anisotropy. - J. Geophys. Res., 1974, vol. 19, p. 1175-1182.
- Pichon Le X., Houtz R.E., Drake C.L., Nafe I.E. Crustal structure of the mid-ocean ridge. –
 J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, p. 319– 365.
- Pike J.E., Nielson Schwarzman E.C. Cassification of texture in ultramafic xenoliths. – J. Geol., 1977, vol. 85, N 1, p. 49–61.
- Poirier J.P., Nicolas A. Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites. – J. Geol., 1975, vol. 83, p. 707-720.
- Poirier J.P., Nicolas A. Influence de la temperature et de la contraint sur la mecanismes de recristallisation dans l'olivine. – 4-eme Reun. annu. sci. terre Paris, 1976. Paris, 1976.
- Preliminary fault and geologic map. State of California, 1:750 000, 1973.
- Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 14, p. 5391–5406.
- Raleigh C.B., Kirby S.H. Creep in the upper mantle. - Min. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, w 3, p. 113-121.
- Raleigh C.B., Kirby S.H., Carter N.L., Ave Lallement H.G. Slip and clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76/17, p. 4011-4022.
- Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1963, vol. 42, N.4, p. 1-20.
- Ramberg H. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties,

a theory for simultaneous formation of several orders of folds. – Tectonophysics, 1964, vol. 1, N 4, p. 307-342.

- Ramberg H. Instability of layered systems in the field of gravity. - Phys. Earth and Planet. Inter., 1968, vol. I, p. 427-474.
- Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. New York: Mc Graw-Hill, 1967.
- Redelli L. Sur la tectonique de la chaine anatolienne de Biteis. – In: Tectonique de l'Afrique. Paris, 1971.
- Reinhardt B.M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. - Schweiz. mineral. und petrolyr. Mitt., 1969, vol. 49, p. 1-30.
- Reinisch D. Die Metabasite des Valle Strona (Ivrea-Zone). – Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1973, Bd. 1/2, H. 118-119, S. 190-210.
- Roberts R.J. Stratigraphy and structure of the Antler Peak quadrangle, Humbold and Lander counties, Nevada. – U.S. Geol., surv. Prof. Papa., 1964, N 459 A.
- Rocci G., Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. Le log ophiolitique corse. – Bull. Soc. geol. franc., 1976, t. 18, N 5, p. 1229–1230.
- Rodgers I., Neale E.R.W. Possible "taconic" klippen in western Newfoundland. – Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 8, p. 713-730.
- Rodgers K.A. Ultramafic and related rocks from southern New Caledonia. – Bull. Bur. rech. geol. et minieres. Ser. 4, 1976, N 1, p. 33-55.
- Roever W.P. de. Sind die Alpinotipen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchsücke der Peridotitschale? – Geol. Rdsch., 1957, Bd. 46 (17), S. 137–146.
- Sander B. Einführung in der Gefügenkunde der geologischen Körper, II. Vienna: Springer, 1950.
- Schmidt R. Zur Petrographie und Strukture der Zone Ivrea – Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1967, Bd. 47, H. 2.
- Schmidt R. Excursion guide for the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano Zone. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, H. 1, S. 43.
- Seidl D., Müller St., Knopoff L. Dispersion von Rayleigh-wellen in Südwestdeutschland und in den Alpen. – Geophys., 1966, vol. 32, p. 472–481.
- Seifert K.E., Ver Ploeg A.J. Deformational characteristics of experimentally deformed Adirondack anorthosite. – Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 12, p. 2706–2717.
- Smith Ch.H. Bay of Islands igneoux comples Western Newfoundland. - Geol. Surv. Canada, 1958, t. 10.
- Steck A., Tieche J.C. Carte geologique de l'antiforme peridotitique de Finero avec des observations sur les phases de formation et de recristallisation. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1976, Bd. 56, N 3, p. 501-512.
- Stocker R.L., Ashby M.F. On the rheology of the upper mantle. -- Rev. Geophys. and Space Phys., 1973, vol. 11, p. 391-426.
- Space Phys., 1973, vol. 11, p. 391-426. Strong D.F., Malpas J. The sheeted dike layer of the Betts Cove ophiolite complex does

not represent spreading: Further discussion. - Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, N 5, p. 894-896.

- Terry J. Sus l'age triasique de laves a la nappe ophiolitique de Pinde septentrionale (Epire et Macedonie, Greece). – Compt. rend. Soc. geol. France, 1971, t. 7, N 1, p. 1249– 1250.
- Thayer T. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. – In: Ultramafic and related rocks. New York, 1967, p. 222-238.
- Toriumi M., Karato S.J. Experimental studies on the recovery process of deformed olivines and the machanical state of the upper mantle. – Tectonophysics, 1978, vol. 4a, N 12, p. 78-95.
- Trümpy R. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71.
- Trümpy R. Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. – Amer. J. Sci., 1975, vol. 275-A, P. 209–238.
- Tsukahara H. Dufussion and diffusion creep in olivine and ultrabasic rocks. – J. Phys. Earth, 1976, vol. 24, N 1, p. 83–103.
- Tsukahara H., Yamazaki T., Ohno J. Preferred lattice orientation produced by deformation in natural olivine aggregate and synthetic fayalite under stress. – J. Geol. Soc. Jap., 1976, vol. 82, N 11, p. 713-727.
- Turner F.J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites, with special reference to New Zealand examples. - Trans. Roy. Soc. N.Z., 1942, vol. 72, p. 280-300.
- Turner F.J., Weiss L.E. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. New York: McGraw-Hill, 1963.
- Upadhyary H.D. The Betts Cove ophiolite and related rocks of the Snook Arm Group, Newfoundland. Unpubl. Ph. D. Diss. M.U.N. St. John's, 1973.
- Upadhyary H.D., Dewey J.E., Neale E.R.W. The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland. – Proc. Geol. Assoc. Canad., 1971, vol. 24, N 1.
- Varne R. The origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and elsewhere. – J. Petrol., 1977, vol. 18, p. 1– 23.
- Varne R., Gee R.D., Quilty P.G.J. Macquarie island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies. - Science, 1969, vol. 166, p. 230-233.
- Varne R., Rubenach M.J. Geology of Macquarie island and its relationship to oceanic crust. – Antarct. Ser., 1972, vol. 19, p. 251–266.
- Vuagnat M., Cogulu E. Quelques reflexions le massif basique-ultrabasique du Kizil Dagh, Hatay, Turquic. - Compt. rend. Soc. phys. et hist. natur., 1968, t. 2, p. 210-216.
- Weertman J. The creep strength of the Earth's mantle. – Rev. Geophys. and Space Phys., 1970, vol. 8, p. 145–168.
- Welham J.A., Lupton J.E., Craig H. Helium isotope rations in Southern California fault zones. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, N 12, p. 1197.

- Willaime C., Christie J. Deformation experimentale de feldspaths alcalins. Rennes, 1977.
- Willand M.J.P., Mitchell A.H.G. Emplacement of the Oman ophiolite: a mechanism related to subduction and collistion. – Bull. Geol. Soc., 1977, vol. 88, N 8, p. 1081–1088.
- Williams H. Mafic-ultramafic complexes in West Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation: a review and inter im report. – Proc. Geol. Assoc. Canada, 1971, vol. 24, N 1, p. 9–25.
- Williams H. Structural succession, nomenclature, and interpretation of transported rocks in Western Newfoundland. – Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, N 11, p. 1874– 1894.
- Williams H., Malpas J. Sheeted dikes and brecciated dikes rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, W. Newfoundland. - Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, N 9, p. 1216-1229.
- Yurkovich S.P. The Corundum Hill dunite, Macon Country, North Carolina. - Southeast Geol., 1977, vol. 19, N 1, p. 55-68.
- Zoback M.L., Thompson G.A. Basin and Range rifting in northern Nevada: Clues from a mid-Miocene rift and its subsequent offsets. – Geology, 1978, vol. 6, p. 111–116.
- Zwart H.J. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). – Geol. Rdsch., 1962, Bd. 52, S. 38-65.

Габлица I



Таблица I



Таблица 🏾 Color The 1.30 5CM 2 IU CM 1.11 3 , 10 GM 1

Таблица П



Таблица У



Таблица 🛙 5GM 10 GM 2

Таблица Ш



Таблица УШ



Таблица 🛙



Таблица 🗴 20 cm 20 CM 3 10 CM

Таблица 🛙



Таблица 🎞 ZEM I.M 2 CM 3

1

Таблица ХШ



Таблица XIV



Ταблица XY



Таблица XII



Tabnuya XVII



Таблица XVIII Cherry C 2

Таблица XIX



ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Характер деформации галек различного состава в конгломерате, испытавшем пластическую деформацию разной интенсивности. Светлое – гальки из известняка, темное – гальки из других осадочных и вулканогенных пород. Памир. Палеоген

Таблица II

Текстура деформированных горных пород

1 -- конгломерат, растяжение 600%, сжатие 80%, деформация плоская. Памир. Палеоген; 2, 3, - конгломерат, растяжение 100%, сжатие 70%, деформация трехосная, форма галек чечевицеобразная. Казахстан. Девон; 4 - гравелит, растяжение 200%, сжатие 65%, деформация плоская. Новая Зеландия. Мезозой; 5 - то же. Шлиф без анализатора. Ув 30 х

Таблица Ш

Текстура сильно деформированных горных пород

1 – гнейс. Кольский полуостров. Докембрий; 2 – гнейс. Гренландия. Докембрий; 3 – глетчерный лед. Гренландия, ледник Фредериксхоб-Исблинк. Светлое – мелкозеристый мореносодержащий лед, темное и пестрое крупнокристаллический чистый лед

Таблица IV

Структуры течения в глетчерном льду ледника Фредериксхоб-Исблинк. Гренландия

1 – подошва ледника на гнейсовом ложе; нижняя часть (темное) – мореносодержащий лед; в нем видны структуры течения, верхняя часть (светлое) – чистый кристаллический лед, разбитый многочисленными субгоризонтальными зонками скольжения с мелкозернистым катаклазированным льдом, иногда содержащим примесь моренного материала алевритовой размерности; 2 – деталь строения мореносодержащего льда в зоне интенсивного течения. Светлое – токкие ленты мелкозернистого мореносодержащего льда, сильно обогащенного обломочным материалом алевритовой размерности, пестрое – линзы средне и крупнокристаллического льда, чистого или содержащего очень незначительную примесь моренного материала; в линзах видны обрывки складок. Моренный материал имеет преимущественно алевритовую размерность. Гальки и валуны встречаются редко

Таблица V

Увеличение степени деформированности горных пород в зонах интенсивного течения

I – структура крупнокристаллического габбро (катаранскита) в зоне течения. Кольский полуостров. Докембрий. Белое – основной плагиоклаз, темное – амфиболизированный пироксен. В верхнем правом углу видна структура слабо деформированного катаранскита; в центральной части фотографии деформированность достигает максимума, и катаранскит превращается в тонкополосчатый амфиболит; 2 – кристаллический сланец с образовавшимися при метаморфизме бластами плагиоклаз. Вне зоны течения бласты имеют изометричких формируются в ленты. Кольский полуостров. Докембрий

ТаблицаVI

Нарастающая деформация жил, поперечных к растяжению

1 – синтектонические кальцитовые жилы в карбонатных сланцах, возникшие в результате растяжения при расплющивании толщи. Смятие жил и характерные изгибы сланцеватости около них свидетельствуют о продолжавшемся расплющивании толщи после их образования. Памир. Юра; 2 – обрывки замков складок поперечных жил в кристаллических сланцах, испытавших сильное расплющивание. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица VII

Затекание более пластичных горных пород в трещины, образующиеся в более хрупких породах

1 – затеки известняка между будинами кремнистых прослоев. Памир. Палеозой; 2 – затек гнейсов в разрыв, образовавшийся в кристаллических сланцах. Кольский полуостров. Докембрий; 3 – внедрение сильно мобилизованного кислого вещества в серые амфиболиты. Коль ский полуостров. Докембрий; 4 – внедрение пластичного мореносодержащего льда внутрь одной из надвиговых пластин глетчера Фредериксхоб-Исблинк. Гренландия

Таблица VIII

ј – разрывы прослосв алевролита, заключенных среди карбонатных песчаников, при расплющивании толщи. Межбудинные пространства в прослоях алевролита заполнены кристаллическим кальцитом. Памир. Палеоген. Снимок разреза, перпендикулярного слоистости; 2 – брекчирование кремнистых прослоев в толще известняков при ее расплющивании. Проникая в трещины, материал соседних прослоев перемешивается, при этом образуются крупные тела тектонических брекчий, которые не связаны с разломами. Памир. Палеозой

ТаблицаIX

Фотографии поверхности будинированных прослоев. Кальцитовые жилы (белое, на фиг. 4 также темное) рассекают только один прослой и проникают внутрь образца (перпендикулярно плоскости фотографии) менее, чем на 1 см, так как толщина прослоев измеряется долями сантиметра. Поэтому "жилы" имеют форму стержней. (Срез поперек слоистости см. в табл. VIII, 1)

1 – система параллельных длинных кальцитовых жил. Памир. Палеозой; 2 – то же, коротких жил, видно зональное нарастание волокнистого кальцита в жилах. Памир. Палеоген; 3 – сеть поперечных друг другу трещин, свидетельствующая о двухосном растяжении и отсутствии вращения при расплющивании толщи. Трещины не пересекаются, а лишь упираются друг в друга. Хорошо видны три порядка трещин, дробящих будинируемый прослой на мелкие обломки. Будинируются тонкие прослои глинисто-углистых сланцев в слонстом известняке. (Характерно, что соседние прослои имеют рисунок трещин, аналогичный изображенному на фотографии, но с иными расстояниями между трещинами. Расстояния зависят от толщины прослоев). Памир. Палеозой; 4 – сложно упорядоченный рисунок трещин, свидетельствующий о вращении во время деформации. Памир. Палеозой

Таблица Х

1 – будины амфиболита (черное) в толще гнейсов. Вращение отсутствует. Кольский полуостров. Докембрий; 2 – растяжение и уменьшение мощности будинирующегося прослоя; деформация сопровождается интенсивной амфиболизацией в краевых частях будин и в шейках; в наиболее растянутых шейках образовались гнезда минеральных новообразований кварца и полевого цпата (белые пятна). Вращение отсутствует. Темное – амфиболит, светлое – гранитогнейс. Кольский полуостров. Докембрий; 3 – уменьшение мощности будинированного прослоя при расплюцивании толщи; Прослой массивного известняка был будинирования (светлое). При дальнейшем раздавливании толщи известняк деформировался легче, чем кварц, в результате чего межбудинные выделения кварца оказались толще известняковых будин и выступают за их пределы. Вращение отсутствует. Памир. Юра

Таблица XI

1 – дробление и растаскивание обломков зерна углисто-кремнистого сланца в карбонатном песчанике, испытавшем значительную деформацию. Между раздвинутыми обломками и у конца зерна выросли новообразования волокнистого кальцита с волокнами, вытянутыми в направлении растяжения. Вращение отсутствует. Памир. Палеоген. Шлиф без анализатора. Ув. 30 х; 2 – разрыв и раздвижение амфиболитового тела в толще гнейсов, испытавших значительную деформацию. В толще гнейсов, испытавших значительную деформацию. В трещине образовался пегматит. Вращение отсутствует. Кольский полуостров. Докембрий; 3 – дробление и растаскивание некарбонатных галек в толще известняковых конгломератов, испытавших значительную деформацию. Между обломками галек выкристаллизовался новообразованный кальцит, способствуя раздвиганию обломков в направлении растяжения. Вращение отсутствует. Памир. Палеоген

Таблица XII

Дворики растяжения около зерен граната в гранатовом амфиболите, испытавшем значительную деформацию. Белое – дворики растяжения, состоящие из плагиоклазового и кварц-плагиоклазового агрегата, серое – зерна граната, черное – амфиболит. Кольский полуостров. Докембрий

1, 2 – вращение осутствует; 3 – фиксируется вращение против часовой стрелки, превышающее 90°

1 – деформация с вращением по часовой стрелке в тонкослоистом карбонатном сланце. Памир. Палеозой; 2 – то же, но против часовой стрелки в гранатовом амфиболите. Кольский полуостров. Докембрий; 3 – вращение, фиксирующееся по повороту будины и сопровождающееся завихрениями полосчатости гнейсов в тенях давления. Кольский полуостров. Докембрий

Таблица XIV

1 – очень большое вращение в ультрамилоните. Поликристаллический плагиоклазовый агрегат закатан в мелкозернистом матриксе. Кольский полуостров. Докембрий. Шлиф, без анализатора. Ув. 50 х; 2 – очень большое вращение в гранат-биотитовом сланце. Зерна граната закатаны в слюдистом матриксе. Полевошпатовые дворики растяжения оторваны от зерен граната и деформируются отдельно от них. Кольский полуостров. Докембрий; 3 – реликты полосчатости в метаморфическом порфиробласте граната. Кольский полуостров. Докембрий. Шлиф, без анализатора. Ув. 70 х

ТаблицаXV

1 - катаклаз кварцевых зерен в песчанике и начало синтектонической кристаллизации кальцита в тенях павления на ранних стапиях катагенеза. Средняя Азия. Палеоген. Шлиф. без анализатора. Ув. 15 х; 2 - раздвигание зерен и частей зерна при пластической деформации толщи. Синтектоническая кристаллизация волокнистого кальцита в трещинах и у окончаний зерен в направлении растяжения. Карбонатный гравелит. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Ув. 25 х; 3 - кристаллизация волокнистого кальцита способствует дроблению и раздвиганию обломков зерна в карбонатном гравелите. Объем, занимаемый зерном, значительно увеличнвается. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Ув. 20 х; 4 – нарастание двориков растяжения из волокнистого кальцита в тенях давления около кварцевого зерна в карбонатном песчанике. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Ув. 72 х; 5 – пворики растяжения в тенях давления около кристалла доломита в карбонатном песчанике. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Ув. 25 х; 6 - пворики растяжения в тенях павления около обломка оолитового известняка в карбонатном гравелите. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Ув. 25 х; 7 – раздвигание зерен и их обломков при деформации породы с синтектонической кристаллизацией волокнистого кальцита. Объем породы в данном месте значительно увеличился за счет новообразованного цемента. Карбонатный песчаник. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Ув. 30 х

Таблица XVI

1 – растаскивание обломков зерна кварцита в сильно деформированном карбонатном песчанике; растаскивание сопровождается кристаллизацией синтектонического волокнистого калыцита между обломками, в результате чего объем зерна вместе с новообразованиями увеличился на 150%. Памир. Палеоген. Шлиф, николи +. Ув. 50 х; 2 – аномально большое "разбухание" породы в ядрах микроскладок за счет орнентированной кристаллизации синтектонического волокнистого волокнистого калыцита. Карбонатный песчаник. Памир. Палеоген. Шлиф, без анализатора. Ув. 35 х

Таблица XVII

1 – полосчатость гарцбургита; 2 – то же, деформирована в складку. Линейность (L) параллельна осевой плоскости складки и пересекает полосчатость в замке; 3 – резко выраженная полосчатость в гарцбургите с будинированными прослоями: энстатита. Энстатитовые прослои сменяются по простиранию дунитовыми; жила вебстерита пересекает полосчатость

Таблица XVIII

1 – агрегатная линейность энстатита (L) пересекает полосчатость гарцбургита в замке крупномасшатбной складки; 2 – дунитовые жилы в приосевой зоне крупномасштабной складки

Таблица XIX

1 – микроструктура антигорит-оливиновых пород: порфирокласты оливина с полосами излома в оливин-антигоритовой массе. 2 – ориентированные необласты внутри крупного зерна оливина со спайностью; 3 – миграция границ зерен оливина в направлении, перпендикулярном границам полос излома; 4 – деформированная полосчатость хромита; дунитовые прослои будинированы и разлинзованы
оглавление

Введение (академик А.В. Пейве)	3
Глава первая Сорванные покровы и структурная расслоенность литосферы (С.В. Руженцев)	6
Глава вторая Структурная расслоенность литосферы и дифференцированное смещение обособившихся ее частей (региональные примеры)	15
Система фронтальный надвиг – тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет) (С.В. Руженцев, С.Д. Соколов) уровень срывов при растяжении древней континентальной коры (Южная Чукотка)	15
(М.С. Марков, Г.Е. Некрасов)	23 29
Глава третья	
Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры (А.С. Перфильев, Н.Н. Херасков)	64
Урал Западный Саян Монголия	66 81 85 101
Глава четвертая	
Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы (А.В. Лукь- янов)	105
Тектоническое течение горных пород	105 109 117 132 136
Глара патая	
Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов (А.А. Савельев, Г.Н. Савельева)	147
Основные результаты экспериментов	147 152 169
Глава шестая	•
Тектонические брекчин как показатель послойных срывов земной коры (А.Л. Книп- пер, С.В. Руженцев, С.Д. Соколов)	172
Литература	180
Таблицы І-ХІХ	193
Объяснения к таблицам I-XIX	212

CONTENTS

Foreword (Academician A.V. Peive)	• 3
Chapter one Decollement nappes and structural layering of lithosphere (S.V. Ruzhentsev)	6
Chapter two Structural layering of lithosphere and diffirantiated displacement of its isolated parts (regional examples)	15

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
System "frontal thrust – back extension" as an indicator of the absolute shifting of the lit- hosphere surface blocks (Koryak ridge) (S.V. Ruzhentsev, S.D. Sokolov)	15
G.E. Nekrasov)	23
Differentiated displacement of the lithosphere sheets and evolution of the formational comple-	
xes (the Urals) <i>(S.G. Samygin)</i>	29
Chapter three	
Diabase complexes and problem of tectonic layering of the oceanic crust (A.S. Perfiliev,	
N.N. Kheraskov)	64
The Urais	66
West Sayan	81
Mongolia	85
Resume	101
Chapter four	
Plastic deformations and tectonic flow of rocks in process of layered lithosphere formation	
(A.V. Lukjanov)	105
Tectonic flow of the rocks	105
Deformation and distortion	109
Evaluation of strain, rotation, and volume change	117
Ocurence of the tectonic flow of rocks	132
Redistribution and the layer formation in augomogeneus substance	130
Chapter five	
Plastic flow of ultrabasites and gabbro-Alpine typed massifs (A.A. Saveliev, G.N. Savelieva)	147
Experimental principal results	147
Deformational structures in ultrabasic rocks and gabbro-Alpine	152
Conclusion	169
Chapter six	
Tectonic breccias as indices of detachment along some level in the Earth's crust (A. L. Knipper, S. V. Ruzhentsev, S.D. Sokolov)	172
Bibliography	180
TILIES I	193
Explanations plates I-XIX	212

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

.

Труды ГИН, вып. 343

Утверждено к печати

*

ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.Ю. Хотин. Редактор издательства Л.В. Миракова Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технические редакторы Н.М. Бурова, Н.М. Петракова

ИБ № 17150

Подписано к печати 22.08.80. Т – 15829. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1 Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,9+0,1 вкл. Уч.-изд.л. 21,8. Тираж 850 экз. Тип. зак.1382 Цена 3р. 30к.

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



