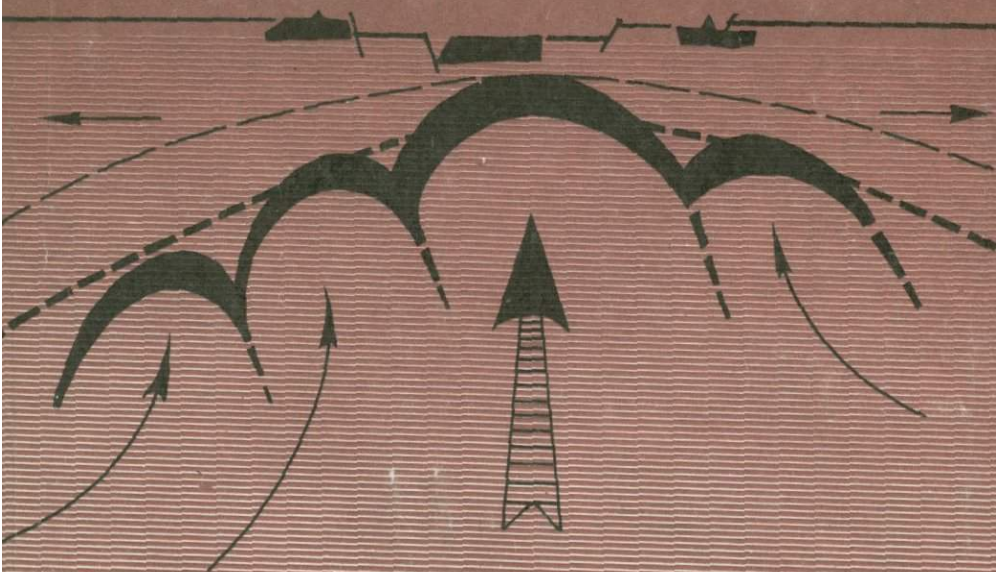


2/3

П. П. КУЗНЕЦОВ В. А. СИМОНОВ

ОФИОЛИТЫ И РИФТЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 655

13

П.П. КУЗНЕЦОВ В.А. СИМОНОВ

ОФИОЛИТЫ И РИФТЫ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук В. А. Соловьев



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988



Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолиты и рифты. - Новосибирск: Наука, 1988.

В монографии излагаются оригинальные результаты исследования офиолитовых ассоциаций, полученных с использованием методов термобарогеохимии. Эти данные привлечены авторами для интерпретации физико-химических условий образования конкретных офиолитовых ассоциаций и установления эволюционного ряда стадийности их образования. На примере офиолитов Тихама-Азир, о-ва Шикотан, хр. Пекульней (Чукотка) и Кузнецкого Алатау показано, что геологическое развитие офиолитов связано с заложением глубоких расколов литосферы, обусловленных эндогенными процессами, и может останавливаться на какой-либо из промежуточных стадий. Сформулирована общая модель генезиса офиолитов, а также ее приложение для обоснования тектонических гипотез.

Для геологов и геохимиков.

Рецензенты А.Л. Книппер, А.С. Перфильев,
А.А. Томиленко

ВВЕДЕНИЕ

Офиолиты (офиолитовая ассоциация, офиолитовый комплекс) привлекают пристальное внимание геологов. Они изучаются в различных аспектах: минералогическом, геохимическом, петрологическом и особенно в тектоническом.

В нашей работе проблема офиолитов рассматривается с тектонических позиций – анализируются проявления этой ассоциации пород в структуре осадочной оболочки Земли.

Использование материалов по структуре и составу офиолитовых ассоциаций различных районов территории СССР (рис. 1) показало, что для объяснения их тектонической позиции интересно разработать структурную модель и соотнести ее с данными термобарогеохимических исследований.

В частности, существенную роль в оценке соответствия теоретических построений реальной геологической обстановке в книге играют данные термобарогеохимических исследований офиолитов Сибири, Северо-Востока СССР, Курильской островной дуги и других регионов. Несмотря на широкое применение методов термобарогеохимии при решении генетических задач минералогии и петрологии, офиолитовая ассоциация в этом отношении исследовалась мало, хотя получены важные результаты, позволяющие судить о генетических особенностях всех компонентов офиолитов – гипербазитов, габброидов, дайкового комплекса и вулканитов.

Существует несколько гипотез относительно тектонической природы офиолитов. Поскольку каждая из них имеет некоторые подтверждающие ее факты /Пейве и др., 1977; Косыгин, 1983/ и опровергается другими, вполне оправданно считать, что все гипотезы отражают некоторую реальность, так как базируются на фактах, отвечающих частным случаям. В этих условиях решение проблемы видится не в противопоставлении этих гипотез, а в определении рамок достоверности той или иной из них.

Анализируя историю концепций о природе офиолитов, необходимо отметить два момента в развитии взглядов. Первый связан с Пенроузской конференцией 1972 г. /Колман, 1979/ и московским симпозиумом "Офиолиты в земной коре" 1973 г. На них было выработано понятие "офиолиты" и сформулировано общее мнение о важности структурных исследований офиолитовой ассоциации. Второй момент связан с появлением серии статей А.В. Пейве и его соавторов /Пейве и др., 1977; Марков и др., 1977; Книппер, 1978/, которые обнаружили значительные различия офиолитовых ассоциаций по

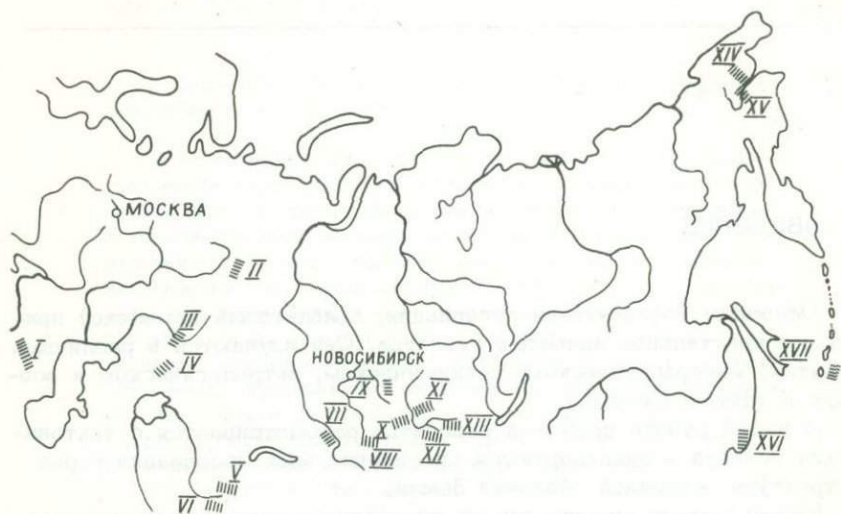


Рис. 1. Основные районы полевых исследований офиолитовых ассоциаций, проведенных авторами за период 1973–1984 гг.

I – Малый Кавказ, II – Северный Урал (Кытлымский массив и др.), III – Южный Урал (Хабарнинский массив), IV – Мугоджары, V – Северо-Восточная Фергана (Манубалдинский массив и др.), VI – Южный Тянь-Шань (Сарталинский массив и др.), VII – Восточный Казахстан (Чарская зона), VIII – Горный Алтай (Чаган-Узунский массив), IX – Кузнецкий Алатау (Среднетерсинский массив), X – Западная Тува (Актовракский и др.), XI – Западный Саян (Куртушибинский, Боруцкий), XII – Южная Тува (Агардагский и др.), XIII – Восточная Тува (Билинский), XIV – Чукотка (Пекульней), XV – Чукотка (Усть-Бельский массив), XVI – Приморье, XVII – о-в Шикотан.

характеру разреза, полноте набора породных комплексов и петрохимическим характеристикам. Это было интерпретировано как свидетельство существования ряда различных палеотектонических обстановок их формирования.

Учитывая это, мы сосредоточили внимание на построении тектонической модели офиолитов и ее соответствии полевым наблюдениям и экспериментальным данным.

В качестве тектонической модели офиолитов выдвинута идея связи с рифтами. Универсальность этой модели проверяется на примерах офиолитов Тихама-Азир, о-ва Шикотан, хр. Пекульней и Кузнецкого Алатау. Авторы надеются, что приведенный в книге фактический материал по термобарогеохимическому исследованию породообразующих минералов офиолитов может послужить в качестве опорного для сравнительного изучения условий формирования офиолитов других районов. Кроме того, тесное пространственное сонахождение

изученных разнородных пород указывает скорее на вертикальное первичное соотношение между гипсометрическими уровнями их формирования, чем на вторичное субгоризонтальное совмещение их в пространстве в субгоризонтальных перемещениях.

В разделе, посвященном анализу экспериментального материала, авторами использованы некоторые данные, полученные сотрудниками других организаций. Полевые исследования и сбор каменного материала проводился с помощью и совместно с С.А. Куренковым, О.Л. Морозовым и Г.А. Третьяковым. Обработка результатов экспериментов по изучению деформаций гипербазитов проведена совместно с А.И. Гончаренко, А.И. Чернышовым и А.В. Миколайчуком. Исследования по петроструктурному анализу гипербазитов проведены А.И. Гончаренко и А.И. Чернышовым. В процессе подготовки книги вопросы тектонической модели офиолитов обсуждались с Ч.Б. Борукаевым и Н.А. Берзиным, которые своими замечаниями содействовали улучшению рифтогенной модели тектогенеза офиолитов.

Глава 1. ПОНЯТИЕ "ОФИОЛИТЫ"

Сложность проблемы офиолитов нашла отражение в отношении к самому термину "офиолиты". Достаточно отметить монографию Р.Г. Колмана /1979/ и статью Г. Амстуца /Amstutz, 1980/, чтобы убедиться в этом.

Впервые термин "офиолиты" введен А. Броньяром /Brongniart, 1821/ для обозначения ассоциации, состоящей из ультрабазитов, габбро, диабазов-спилитов и кремнистых пород. Он описал большинство ее главных структурных и тектонических свойств /Amstutz, 1980/. Спустя почти сто лет к этому вопросу вернулся Г. Штейнманн /Steinmann, 1905, 1927/, который во время своих исследований в Апеннинах отметил, что вся эта ассоциация родственных пород приурочена к бескорневым надвиговым покровам. Данное им определение выглядело так: название "офиолиты" следует использовать для обозначения лишь тесной ассоциации родственных ультраосновных пород с неизменной главенствующей ролью перидотитов (серпентинитов) с подчиненным количеством габбро, диабазов, спилитов или норитов и близких к ним пород. В отличие от А. Броньяра, включавшего в определение четыре главных породных комплекса, Г. Штейнманн исключил из него кремнистые породы, поскольку считал их более древними и интрузивно прорванными офиолитами.

В дальнейшем вариации в определении термина "офиолиты" сводились в основном к различному пониманию генезиса этой ассоциации. Например, в "Петрографическом словаре" /1963/ дается определение офиолитов по Г. Штейнманну /Steinmann, 1905/ с акцентом на их приуроченность к геосинклиналям. Поскольку офиолиты сами состоят из формаций, для обозначения формационного вида употреблять этот термин В.Н. Москалева /Геологический словарь, 1973/ не рекомендует. Определение, которое приводится в "Петрографическом словаре" /1981/, особенно отличается от предложенного Г. Штейнманном: "...пространственно-сопряженные метаморфизованные ультраосновные и основные породы и глубоководные осадки, интерпретируемые как океаническая кора геологического прошлого".

Интересно, что до появления гипотезы новой глобальной тектоники уже существовали генетические трактовки, которые связывали происхождение офиолитовых поясов с некоторыми типами рифтов. Мы имеем в виду дискуссию, предложенную когда-то Е. Кюндигом /Kündig, 1956/, но сейчас забытую /Amstutz, 1980/.

В качестве теоретической предпосылки авторами были проанализированы основные определения офиолитов /Колман, 1979; и др./

и сделан вывод о необходимости включения в определение таких фундаментальных характеристик тел, как их состав, свойства структуры и форма.

Состав. Проблема состава офиолитов имеет особое значение, потому что в зависимости от ее решения термин "офиолиты" понимается по-разному, вплоть до предложений считать термин "офиолиты" термином "свободного пользования" /Косыгин, Семенов, 1982/. Рассмотрим набор пород, входящих в офиолитовую ассоциацию.

Метаморфические гипербазиты с тектонитовыми структурами (по Р.Г. Колману /1979/) детально разбираются нами в дальнейшем на примере Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). Пока отметим, что в их состав обычно включаются перидотиты (с преобладанием гарцбургитов) и дуниты.

Ультраосновные породы переходного полосчатого комплекса с кумулятивными структурами (или без них) состоят из дунитов и пироксенитов, включая переходные разности. Предполагается кристаллизация из расплава в магматических камерах на основании, сложенном метаморфизованными гипербазитами.

Серия расслоенных габброидов с различными переходными разностями: от плагиоклазовых перидотитов через обычные габбро, габбро-нориты к лейкократовым габброидам. Возможны и другие сочетания, например, в разрезе офиолитов хр. Пекульней: от лейкократовых габбро, через кварцевые габбро, габбро-диориты к тоналитам и плагиогранитам.

Очень многообразная и сложная гамма пород формирует иногда дайковый комплекс офиолитов. В значительной степени здесь преобладают дайки основного состава (диабазы, долериты), но существуют дайки ультраосновного состава (комплекс параллельных даек Сев. Пекульней), и в то же время часто наблюдается наличие переходных разностей от диабазов к плагиоклазовым порфирирам и далее к плагиогранит-порфирам. Комплекс параллельных даек кислого состава встречается, например, в разрезе офиолитов хр. Пекульней. Дайки и другие тела плагиогранитоидного состава описаны в офиолитах Урала, Кипра и других районов мира /Тейер, 1977; Колман, 1979; и др./.

Эффузивы представлены главным образом лавами (пиллоу-лавами), но в значительной мере развиты также различные лавобрекчии, туфы, туфобрекчии и т.п. с типичными следами подводных извержений. По составу эффузивы варьируют от ультраосновных (пикритовых) вулканитов с преобладанием базальтов до андезит-базальтов, иногда андезитов.

Осадочные породы представлены в офиолитах достаточно широко. Обычно они включают кремнистые породы (сургучные яшмы и т.д.) с прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков в верхних частях разреза. Встречаются также мощные терригенные комплексы, представленные алевролитами, песчаниками, конгломератами, как это наблюдается в Западном Саяне и на о-ве Шикотан.

Особое положение в составе офиолитовой ассоциации занимают

полезные ископаемые. Главным образом это хромит и асбест, сульфидные залежи, никеленосные латериты, реже – поделочные и полудрагоценные камни (нефрит, жадеит и т.д.). Присутствуют полезные ископаемые обычно в виде прослоев, линз, шпиров, жил и т.д.

Очень широко распространены в офиолитовых ассоциациях пегматиты различного состава (дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты), связанные с определенными типами пород /Кузнецов, Симонов, 1978; Симонов, 1981/.

Необходимо кратко остановиться на вопросе наличия коматиитов в офиолитовых ассоциациях. По мнению ряда исследователей /Гаврилов, Соловьева, 1978; Белый, Гельман, 1980; Михайлов, Баранов, 1981; Зимин и др., 1983/, коматииты широко распространены в офиолитах. При выделении коматиитов среди ультрамафитов основным критерием служили особенности химического состава /Зимин и др., 1983/. Обращаясь к последней фундаментальной сводке по классификации и номенклатуре магматических пород, мы видим, что коматииты – это "ультрамафитовые вулканические и субвулканические породы, которые формировались непосредственно из ультраосновного расплава в условиях его сильного переохлаждения и исключительно быстрой кристаллизации" /Магматические горные породы, 1983, с. 64/. В этом же издании подчеркивается, что "при решении вопроса об отнесении конкретной горной породы к виду коматиита не следует в качестве главного критерия принимать ее химизм, а нужно главным образом ориентироваться на структурные признаки и условия геологического нахождения" (Там же, с. 65). Таким образом, главным и определяющим признаком при отнесении ультраосновной вулканической породы к коматииту является ее внутренняя закалочная структура "спинифекс", создаваемая при развитии игольчатых, скелетных, дендритовых кристаллов оливина и моноклинного пироксена в моменты сильного переохлаждения ультраосновного расплава. Структуры "спинифекс" были встречены нами среди пикритов хр. Пекульней и в верхних закалочных частях пикритовых лав в офиолитах Южного Тянь-Шаня, т.е., не разбирая тонкостей химического состава, мы можем с уверенностью говорить о наличии коматиитов в офиолитах.

Итак, в каждом отдельном случае состав офиолитовых ассоциаций безусловно варьирует, но в общем виде его можно представить следующим образом: тектонизированные гипербазиты, габброиды и гипербазиты с кумулятивными структурами, комплекс параллельных даек, эффузивы, в меньшей степени – осадочные породы и плагииграниты.

Парагенез выражается закономерно повторяемым пространственным сонахождением определенных типов горных пород /Steinmann, 1905; Колман, 1979; Добрецов, 1980; и др./ Во многих случаях (Урал, Средняя Азия, Алтае-Саянская складчатая область и др.) постоянно встречается довольно хорошо выраженный набор пород (гипербазиты – габбро – дайки – вулканыты), составляющий офиолитовые ассоциации. Такое постоянство состава, не зависящее от характера географических зон и окружающих тектонических комплек-

сов, характеризует офиолиты, как геологические тела, формировавшиеся в каких-то сходных условиях. По характеру набора пород можно судить, что существовал единый последовательный процесс – от образования глубинных магматических пород через внутрикоровые до практически приповерхностных.

Структура. Исследования офиолитов, проведенные в различных районах мира, выявили черты субслоистого строения офиолитов. Хорошей иллюстрацией субслоистой структуры офиолитов служат офиолиты Сеймаил /Колман, 1979/ и довольно сходные с ними по пространственному расположению компоненты офиолиты Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). Субслоистое строение разреза офиолитов фиксируется в Западном Саяне и на Полярном Урале /Петрология..., 1977; Кузнецов, 1980/ и во многих других случаях.

Следует оговориться, что субгоризонтальная расчлененность офиолитов признается не всеми геологами. Нам хочется подчеркнуть, что концепция субгоризонтальной расчлененности хорошо согласуется с определениями РТ-условий формирования различных их компонентов по глубинности, а также поведению в гравитационном поле, которое в значительной мере определяет их внутренние связи как геологического объекта планетарного уровня организации вещества. Именно это определяет грубую стратификацию разреза офиолитов на уровне породных комплексов: гипербазиты – габбро – вулканиты и т.д. Еще более жесткие рамки накладывает на рассмотрение этого вопроса изучение метаморфических превращений отдельных породных типов офиолитовой ассоциации в процессе ее геологической эволюции. Не нарушает принципа стратификации отчетливо фиксируемая в разрезах офиолитов разновременность формирования отдельных компонентов, хотя это несколько усложняет их внутренние связи.

Последовательность слоев (снизу вверх): гипербазиты – габбро – вулканиты установлена на основе устойчивой ее повторяемости во многих офиолитовых ассоциациях. Закономерность проявляется в том, что глубинные, фактически мантийные породы последовательно сменяются коровыми, а затем приповерхностными образованиями. Поэтому в относительно ненарушенном (немеланжированном) залегании наблюдается субгоризонтальное внутреннее соотношение между компонентами офиолитов.

Предполагается, что при полном наборе пород (от мантийных перидотитов до осадков), обладая субслоистым, субгоризонтальным залеганием, офиолиты в своем первичном ненарушенном положении должны представлять разрез земной коры особого типа. Эта кора сравнивается с "океанической корой" /Пейве, 1969; и др./, хотя окончательно ставить знак равенства между офиолитами и "океанической корой" достаточных оснований пока не имеется.

Учитывая особенности состава и структуры тел, описываемых под термином "офиолиты", мы принимаем и используем в данной работе следующее определение: офиолиты – это геологические тела, состоящие из определенного последовательного набора горных пород (гипербазиты – габбро – дайки основного состава – эффузивы основного состава, в меньшей степени осадки и плагиограниты), обладающие

субслоистой структурой и представляющие собой в ненарушенном (автохтонном) состоянии разрез земной коры особого типа.

Ранг тел. Подчеркнуть мысль о том, что в автохтонном залегании офиолиты являются разрезом земной коры особого типа мы хотим потому, что необходимо осознать с каким рангом тел мы имеем дело: формацией, комплексом или даже геосферой. Для определения офиолитов в иерархическом ряду геологических тел требуется оценить их размеры.

Из представления о геологических телах, выделяемых по составу и структуре /Косыгин, 1974/, следует, что офиолиты – это не отдельная формация, а несколько формаций, т.е. тело, соответствующее в иерархическом ряду геологических тел литосферы уровню геосинклинального структурно-вещественного комплекса /Косыгин, Семенов, 1982/. В системе оценки размеров геологических тел, предложенной Ю.А. Косыгиным /1974, с. 60–61/ для группирования тел соразмерных объемов в соответствии с теми или иными задачами исследований, офиолиты должны занимать ранговый уровень между объектами третьего и четвертого порядка. Объекты третьего порядка (Вилуйская мезозойская синеклиза, Минусинские впадины, Бушвельдский пологит в Трансваале) – имеют объем порядка

$10^6 - 10^3 \text{ км}^3$. Офиолиты Омана в обнаженной части составляют около $5 \cdot 10^4 \text{ км}^3$. Объекты четвертого порядка в упомянутой классификации (осадочные комплексы мезозойских и кайнозойских впадин Забайкалья – Гусиноозерской, Тункинской, Баргузинской; интрузивные тела – Давыренский, Парамский и другие массивы) имеют объемы $10^3 - 10^1 \text{ км}^3$. Такие же объемы имеют многие тектонические блоки, представленные офиолитами, в структуре складчатых областей. Получается, что в метрической иерархии геологических тел офиолиты располагаются в пограничной области $10^4 - 10^2 \text{ км}^3$.

О.А. Вотахом /1983/ предпринята попытка определить положение офиолитов в ранговой системе структурных элементов Земли. Им сделан вывод, что офиолиты отвечают либо вещественному выполнению зон вертикальных швов, либо покровов. При этом подчеркивается, что «в отличие от осадочных, гранитоидных и базальтоидных формаций ультраосновные формации не образуют вместе с другими формациями нормальных структурных парагенезов. Такие парагенезы, созданные путем тектонического перемешивания или меланжирования гипербазитовых формаций с «чужеродными» формациями осадочного, базальтоидного и гранитоидного рядов, известны лишь в разломных зонах земной коры» /Вотах, 1983, с. 42/. На основании этого заключения он выделил офиолиты по форме обособления в структуре земной коры только в разломных тектонических комплексах – офиолитовых швах (вертикальных) и офиолитовых аллохтонах (покровных) – (Там же, с. 40–41). Как видим, в эту классификацию не попадают офиолиты, отвечающие случаю автохтонного ненарушенного залегания.

Сделанное нами ранее заключение о том, что в ненарушенном

первичном залегании офиолиты должны представлять собой полный разрез земной коры особого типа, заставляет нас поместить офиолиты в геоструктурную группу ранговых единиц (по О.А. Вотаху, /1985, с. 25/). Поскольку офиолиты состоят из разнородных формационных комплексов, становится понятным, почему, используя перечисленные свойства, полученные петрографическими, литологическими и другими методами, мы при их описании сталкиваемся с трудностями. Это следствие качественного перехода: определяющими становятся уже не результаты магматических, метаморфических или тектонических процессов, а явления более высокого порядка – качественной эволюции литосферы: деструкции древней коры, новообразования мафической коры и других явлений, которые определяются глобальными причинами, хотя остаются ниже их по рангу.

Глава 2. ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ОФИОЛИТОВ

Исследования показывают, что офиолиты распространены в океанических областях, широко развиты в зонах перехода океан – континент, и в форме линейных поясов прослеживаются в складчатых областях континентов.

Офиолиты океанов. Сразу же оговоримся, что изучение офиолитов дна океанов наталкивается на определенные трудности. Океаническое дно, в том числе области срединно-океанических хребтов, доступно пока фрагментарному наблюдению в отдельных точках, и представление о геологическом разрезе океанического дна основано на геофизических данных, допускающих не один вариант петрологической интерпретации /Унсов, 1981/. По некоторым оценкам в составе земной коры под океаном преобладают породы основного состава (51%), а ультраосновные находятся в подчиненном количестве и не играют существенной роли в образовании земной коры /А.Е. и Ц.Г. Энгель, 1968/. «Прямые сведения о составе океанической коры почти целиком получены при изучении колонок и образцов пород, поднятых при дражировании ее поверхности. Приходится надеяться, что благодаря наличию тектонических обнажений на уступах сбросов или зон разломов извлекаемые образцы характеризуют также более глубокие горизонты коры и мантии. Однако нельзя быть уверенным в том, что эти образцы характеризуют "нормальную" слоистую кору. Кроме, того, в большинстве случаев образцы отбираются из гребневых зон медленно растущих хребтов, зон разломов и немногочисленных обнажений в океанических хребтах» /Ле Пишон и др., 1977, с. 179/.

В связи с доступностью наблюдений наиболее изученными оказались базальтоиды океанического дна. Поскольку они сопоставляются с верхней эффузивной частью офиолитов, остановимся на них подробнее.

Донные базальты вулканических островов и конусов вне рифтовых зон срединно-океанических хребтов обладают повышенным со-

держанием закисного железа, титана, натрия против окисного железа, калия и алюминия, тогда как в базальтах срединно-океанических хребтов отношение этих показателей ниже /Гольинко и др., 1983/. Отмечается латеральная петрохимическая неоднородность и в породах самих срединно-океанических хребтов. В частности, для Срединно-Атлантического хребта характерна относительная выдержанность состава продуктов магматизма по сравнению с Восточно-Тихоокеанским хребтом, а также повышенная гидратированность базальтов и наличие метаморфических пород. Для Восточно-Тихоокеанского хребта характерен более железистый состав базальтов и их слабая измененность /Le Pichon et al., 1973/.

Имеются данные глубоководного бурения (рейсы 37, 38, 45, 46, 49, 51-53 Deep Sea Drilling Project) о подразделении базальтов Срединно-Атлантического хребта на группы /Saunders et al., 1980/.

Сегменты хребта "нормального типа" расположены между 20-30° с.ш. и между 50-60° с.ш. Они характеризуются покровами толеитовых базальтов с низким содержанием гидромагматофильных элементов (HYG) - т.е. элементов с коэффициентом объемного распределения меньше 1,0 /Wood et al., 1979/. К ним относятся K, Rb, Ba, Th легкие редкоземельные элементы, Nb и Ta /Bougault et al., 1979; White, Schilling, 1978/. Для этих базальтов характерно низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7023-0,7027) /Hart, 1971/ и высокое - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5131-0,5133) /De Paulo, Wasserburg, 1976; O'Nions et al., 1977/. Сходный тип базальтов изливается вдоль Восточно-Тихоокеанского хребта /Rhodes et al., 1976/.

Сегменты E-типа содержат базальты "горячих точек" или "плюмажей", обогащенных гидромагматофильными элементами. Они находятся на Срединно-Атлантическом хребте у 45° с.ш., на Азорской плите, на части Исландии и на других океанических островах. Содержание HYG элементов в них приблизительно соответствует хондритам /Wood et al., 1979/. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среднем высокое (0,7035) /White et al., 1976/, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - низкое (0,5125-0,5130) /O'Nions et al., 1977/.

Переходный (или T-тип) сегментов хребта располагается между "нормальными" и "плюмажными" областями и включает большинство островов, хр. Рейкьянес (60-64° с.ш.) и область Срединно-Атлантического хребта на отрезке 35-39° с.ш. По химизму излившихся базальтов они занимают положение между нормальными и обогащенными типами базальтов /Saunders et al., 1980/.

Общее мнение о геохимических и петрологических характеристиках базальтов срединно-океанических хребтов /Bougault et al., 1979; Tarney et al., 1978, 1979; Wood et al., 1979/ сводится к тому, что вариации состава примитивных океанических базальтов являются результатом различия в составе мантии (оливин, орто-

пироксен, клинопироксен \pm гранат \pm шпинель \pm плагиоклаз \pm мелкие фазы / Gast, 1968/) – ее неоднородности.

Общепризнано парагенетическое единство гипербазитов, габбро и кремнисто-базальтовых толщ, хотя этот набор может иметь различные соотношения и не сводиться только к стратиграфической последовательности гипербазиты – габбро – дайки диабазов – базальты /Аументо и др., 1973; Бонатти и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Добрецов, 1980; Bonatti, 1978; и др./.

Доступным непосредственному наблюдению примером возможного геологического разреза срединно-океанического хребта является, по-видимому, разрез с-ва Маккуори.

Гипотетический вертикальный разрез острова можно представить в следующем виде. В верхней части он сложен неметаморфизованными эффузивными породами (подушечными лавами базальтов, типичных по петрохимическому составу для срединно-океанических хребтов). Интерстиционный материал подушечных лав представлен глобигериновым илом и, частично, песчаниками полимиктового состава с фауной мела (?) и нижнего-среднего миоцена. Этот комплекс залегает полого и подстилается пиллоу-лавами того же состава, метаморфизованными до фации зеленых сланцев и интенсивно дислоцированными. Весь осадочно-эффузивный комплекс прорывается серией даек базальтового состава, количество которых в отдельных участках достигает 40% объема породы.

Ниже этой части разреза залегает дайковый комплекс, который петрографически отличается от даек внутри экструзивного комплекса. Они представлены преимущественно долеритами, которые всегда метаморфизованы до различных стадий амфиболитовой фации – во всех случаях более интенсивно, чем эффузивные породы и связанные с ними дайки базальтового типа. Близкий гипсометрический уровень с долеритовыми дайками занимают габброиды (нориты, оливиновые габбро, троктолиты, эвкриты, оливиновые эвкриты и т.д.), наиболее характерным изменением которых является уралитизация. Габброиды прорывают серпентинизированные перидотиты гарцбургитового типа. Исследование структуры перидотитов показывает, что основной этап деформаций они претерпели уже после серпентинизации, что заставляет высказать сомнение / Varne, Rubenach, 1972/ относительно того, что эти перидотиты участвовали в пластическом течении в мантии. В ряде участков острова перидотиты встречены в виде блоков внутри габброидов. Некоторые дайки долеритов, прорывающие перидотиты и габброиды, целиком состоят из роговой обманки и плагиоклаза, однако в большинстве случаев имеют свежий облик. Перидотиты рассеяны также многочисленными жилами и дайками габбро-пегматов, претерпевших существенные изменения.

Гипотетичность разреза с-ва Маккуори определяется тем, что в его структуре осадочно-эффузивные образования слагают южную половину острова и имеют с северной частью, сложенной дайковым комплексом долеритов, габброидами и серпентинизированными перидотитами, тектонический контакт /Varne, Rubenach, 1972/.

Имеются также сообщения о проявлении латерального пластического течения вещества верхней мантии океанов в направлении спрединга. Оно фиксируется по анизотропии свойств горных пород океанической коры, установленных микроструктурным анализом гипербазитов Тихого и Индийского океанов /Шербаков, 1985/.

О пестроте состава и строения глубинных слоев дна океана свидетельствуют не только геофизические данные, но и данные по драгированию рифтовых долин срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. Здесь установлены серпентинизированные в разной степени гарцбургиты и лерцолиты, различные габбро и их метаморфизованные аналоги, соответствующие фациям низких давлений, диабазы и брекчии вышеперечисленных пород /Добрецов, 1980/. Реконструированные по данным драгирования разрезы океанической коры во впадине Хесса и трансформных разломах /Bonatti, 1976, 1978/ как будто бы соответствуют геофизическим разрезам океанической коры. Это служит основой идеи о том, что офиолиты представляют собой древнюю океаническую кору /Пейве, 1969; Колман, 1979; Brunn, 1959; Hess, 1955/.

Преобладающие в срединно-океанических хребтах низкокальциевые толеиты характеризуются низким и однообразным соотношением изотопов стронция (около 0,704), низким отношением низкоплавких и летучих компонентов к нелетучим (Rb/Sr ; Cs/Ba ; Rb/Ca), анхондритовым распределением относительных концентраций редких земель, малой степенью окисленности железа. Эти черты отличают океанические базиты от континентальных в большей степени, чем континентальные базиты различаются между собой. Интересно, что отношение Ta/Hf , определяемое глубиной происхождения базитовых магм, является наименьшим для менее глубоководных "нормальных" низкокальциевых базальтов срединно-океанических хребтов /Кравченко и др., 1983/.

Касаясь вопроса соотношения пород в офиолитах океанического дна, А.В. Пейве /1975/ предположил, что метаморфические ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта неизмеримо древнее метаморфизованных базальтов, амфиболитов и интрузивных габброидов, залегающих в составе метаморфического комплекса хребта. Так же, как и на континентах, гипербазиты находятся с ним в тектонических отношениях. Раздвижению срединно-океанического хребта предшествовало формирование метаморфических пород и утолщение коры в срединно-океанических хребтах.

Спрединговая модель гипотезы расширения океанического дна и формирования океанической коры /Cann, 1970, 1974/ основана на интерпретации ряда геофизических характеристик, неглубоком уровне выплавления базальтов и морфологии рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Однако имеются возможности альтернативных объяснений многих наблюдаемых особенностей строения океанического дна. Действительно, возраст осадков даже по керну скважин определен только для верхних осадочных слоев океанической коры — до первых базальтовых покровов, и нет никаких доказательств, что

под ними отсутствуют более древние осадки как в центре океана, так и на окраинах. Возраст базальтов (изотопный или "магнитный") соответствует не возрасту океанической коры, а возрасту последних излияний, площади которых сокращаются или смещаются к оси срединно-океанических хребтов так же, как это наблюдается в случае континентальных рифтов. Поэтому можно построить модель разреза океанической коры, не соответствующую гипотезе расширения океанического дна /Добрецов, 1980/.

Дж. Р. Канн /Cann, 1982/, характеризуя условия метаморфизма офиолитов, утверждает, что в океанических условиях их метаморфизм без тектонического воздействия не может превышать цеолитовой фации. В срединно-океанических хребтах нет достаточной температуры, чтобы продуцировать зеленосланцевую фацию метаморфизма. Ее проявление в обнаженных разрезах он связывает с проявлением обдукции. Наличие зон зеленокаменного метаморфизма и других субпараллельно наслоенных фаций он связывает с существованием горизонтальных тектонических разделов в океанической коре (офиолитах), но считает их пост-океаническими, а не первичными. Такую заключению противоречат данные о строении Срединно-Атлантического хребта, впервые обобщенные А.В. Пейве /1975/, и отмеченные выше сведения о несогласии между различно метаморфизованными и дислоцированными осадочно-эффузивными образованиями о-ва Маккуори - структуры явно океанической.

На неоправданность прямого сопоставления офиолитов и океанической литосферы обращает внимание Л. Беккалува /Beccaluva, 1982/, делая акцент на различиях офиолитов по их вулканогенной части, показанных рядом авторов /Miyashiro, 1973, 1975; Pearce, 1975/. Различия между толеитовыми породами современных океанов и островных дуг явно проявляются в отношении Ti/Cr . Офиолиты современных срединно-океанических хребтов и хорошо развитых внутренних бассейнов в его классификации относятся к высокотитанистому типу и характеризуются порядком кристаллизации: хромит - оливин - клинопироксен - низкокальциевый пироксен - окислы железа и титана. Кумулятивные породы образуют серию: дуниты - оливиновые габбро - габбро - феррогаббро - плагиограниты /Church, Piccio, 1975/. Л. Беккалува проводит аналогию между высокотитанистыми лерцолитами офиолитов и сходными породами в современной океанической обстановке /Beccaluva, 1982/.

Ю.А. Косыгин /1983/ справедливо отмечает, что модель "океанической коры", основанная на разрозненных данных драгирования, требует проверки. Наблюдения, проведенные в океанах, говорят лишь о том, что в них развит комплекс пород, аналогичных породам некоторых офиолитовых комплексов континентов. Состав океанических офиолитов: а) мантийные ультрамафиты различной степени истощенности - преимущественно лерцолиты, сильно серпентинизированные, с содержанием клинопироксена свыше 10%; б) океанические толеитовые базальты различной степени истощения с тенденцией смещения составов в результате фракционной кристаллизации в сторону ферробазальтов; в) габбровые серии кумулятивного происхождения различных ста-

дий фракционной кристаллизации. При этом делается вывод, что перцолиты сформированы в мантии при очень высоком термическом градиенте, а габбро – в окружении высокотемпературных флюидов /Beccaluva et al., 1980/. Однако подавляющее большинство офиолитов в складчатых областях имеет иные характеристики, например широко распространены апогарбургиновые серпентиниты, поэтому встает вопрос – стоит ли считать "офиолитовые альпинотипные аллохтоны" океанической корой геологического прошлого? В этом случае логично допустить, что типов "океанической коры" несколько, и некоторые из них развивались целиком вне океанической обстановки. Об осторожности, требуемой при таких сопоставлениях, говорили и основоположники тектоники плит: "Если приуроченность офиолитовых серий к деструктивным границам плит представляется очевидной, то в способах их появления здесь еще много неясного, и нужно с большой осторожностью делать выводы из факта их присутствия в складчатых поясах /Ле Пишон и др., 1977, с. 247/. Эту оговорку следует, видимо, помнить при рассуждениях о "сутурном" происхождении внутриконтинентальных офиолитовых поясов. Высказываются сомнения о правомерности отнесения "офиолитовых бассейнов" к аналогам современных океанов и с позиции их тектонического развития /Beccaluva et al., 1980/.

Поводом для сомнения в существовании тысячекилометрового раздвижения океанической коры могут служить данные, полученные при геологических и геофизических исследованиях Исландии, расположенной непосредственно на продолжении Срединно-Атлантического хребта /Эз, 1984; Зверев, Ярошевская, 1986/. На геологическом разрезе Исландии, ориентированном с востока на запад, видно, что наиболее древние породы приурочены к его краевым частям, а по мере приближения к неовулканической зоне, т.е. оси предполагаемого спрединга, породы становятся все более молодыми, а слои падают преимущественно к осевой зоне. В этом же направлении увеличивается мощность слоев. Но на продолжении полосы выходов молодых вулканитов восточной неовулканической зоны, а также у северного и южного берегов острова из-под молодых вулканитов выходят не молодые внедрения мантийного материала, как это следовало бы ожидать в зоне спрединга, а спокойно залегающие и несколько не растащенные в стороны более древние платобазальты. В структуре острова преобладают фрагменты более или менее изометричных в плане куполовидных структур и мульд, образование которых никак не согласуется с гипотезой спрединга. Об относительной стабильности и унаследованности процессов геологического развития, определивших строение земной коры Исландии до глубины 5–6 км и на период 7–10 млн лет от наших дней, говорит сопоставление геологических структур поверхности Исландии и сейсмических данных /Зверев, Ярошевская, 1986/. Расчеты Е.Е. Милановского /Исландия..., 1979/ показывают, что раздвигание по зияющим трещинам вместе с суммой горизонтального смещения по нормальным сбросам составляет около 25 км, что в 20 раз меньше предполагаемого раздвигания плит за время доступной исследованию истории Исландии.

Суммируя данные о характере залегания офиолитов в пределах ложа океана, и, в частности, эффузивных пород, можно прийти к выводу о различии палеотектонических обстановок их формирования. Если в пределах океанов действительно происходит процесс образования офиолитовой ассоциации, то он происходит на различном по первичному составу субстрате. Ввиду отсутствия достоверных данных о составе горных пород в разрезе океанического дна, относящихся к нижним частям второго и к третьему геофизическим слоям океанической коры, можно только констатировать, что в океанах существуют объекты, сходные во многих отношениях с офиолитами континентов.

Офиолиты переходных зон океан – континент. Интерес к переходным зонам, как областям развития офиолитов, подчеркивают многие исследователи /Добрецов, 1980; Унксов, 1981; Dalziel et al., 1974; Dewey, 1974, 1976; Pearce 1975; Saunders et al., 1979; Smewing et al., 1975; и др./ Можно выделить три типа переходных зон океан – континент: атлантический (пассивный), тихоокеанский (активный), тип зон перехода по рифтовым системам (межконтинентальные рифты и т.д.).

Переходные зоны атлантического типа асейсмичны и лишены современного вулканизма /Barazangi, Dorman, 1969/. К ним можно отнести офиолиты, приуроченные к побережью Атлантического океана. Наиболее известны офиолиты Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд), которые по замечанию Р.Г. Колмана /1979/, пожалуй, единственные почти полностью охарактеризованные геологически. По мнению Е. Ингерсона /Ingerson, 1935/, Ж. Купера /Cooper, 1936/, К. Смита /Smith, 1958/, отдельные офиолитовые массивы Бей-оф-Айлендс являются автохтонными магматическими плутонами. Доказательству аллохтонного залегания этого офиолитового комплекса посвящено большинство более поздних работ /Stevens, 1970; Williams, 1971, 1973/. Комплекс автохтона представлен докембрийскими кристаллическими породами провинции Гренвилл, которые рассматриваются как древняя континентальная окраина восточной части Северной Америки, перекрытая терригенно-карбонатными отложениями кембрия-ордовика. На них залегает аллохтон, сложенный в нижней части обмолочными толщами также кембро-ордовикского возраста, отлагавшимися в трогге, расположенном восточнее континентальной окраины. Офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс представляет собой самую верхнюю пластину аллохтона и местами подстилается меланжем, метаморфитами основного состава и эффузивными породами. Возраст внедрения или перемещения аллохтонных пластин на запад оценивается как досреднеордовикский на основании трансгрессивного залегания среднеордовикских известняков на отдельных частях аллохтона и обнаженных породах автохтона /Dewey, 1974/. "Аллохтонная природа офиолитов Бей-оф-Айлендс беспорна: на это указывает, в частности, полное отсутствие питающих даек и некое как в аллохтонных, так и в автохтонных образованиях" /Колман, 1979, с.193/.

Реконструкция тектонического становления офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс, приводимая в статьях Д. Стронга и др.



Рис. 2. Схема развития обдукции (по W. Gealey /1980/).

1 - континентальная кора, 2 - зона развития голубых сланцев, 3 - чехол континентальной плиты, 4 - расчешуивание внутри офиолитовых кластитов, 5 - офиолитовые кластиты, перемешанные с глубоководными отложениями, 6 - пелагические осадки.

/Strong et al., 1974/, Дж. Малпаса /Malpas, 1977/, сводится к модели субдукции, которую можно было бы назвать "микротихоокеанской". Резюмируя эти построения, П. Пассерини предложил модель спрединга океанического дна, эволюция которого протекала не так, как в современных океанах, и не так, как в краевых бассейнах /Passerini, 1982/. В реконструкции тектонической обстановки становления офиолитов Бей-оф-Айлендс особое значение придается сжатию океанической коры, которое продолжалось очень длительный период /Coleman-Sadd, 1980/. Все эти схемы связываются с существованием проблематичного океана Япетус.

Итак, предлагаемые тектонические реконструкции офиолитов Бей-оф-Айлендс исходят из представления об активном спрединге и субдукции древней океанической коры и обдукции офиолитов (рис. 2). Им можно было бы доверять, если бы они подкреплялись и современными примерами для переходных зон.

На 27-м Международном геологическом конгрессе была выдвинута идея решения проблемы тектоники Красноморского рифта с позиции пассивной океанической окраины /Колман, 1984б/. В соответствии с ней в олигоцене в пределах региона происходило формирование bimodalных вулканогенных образований. На рубеже 25-20 млн лет началось прогибание впадины, и пресноводный континентальный режим осадконакопления сменился морским, континентальное растяжение достигло 75-100 км и произошло обширное излияние платобазальтов, маркирующих подъем астеносферы в процессе рассеянного растяжения. Медленные темпы рассеянного растяжения приводили к образованию изолированных впадин и соленакоплению. На рубеже 5-2 млн лет на-

чался спрединг осевой зоны Красноморского рифта. В итоге до настоящего времени ширина полосы новообразованной симатической коры — 50–60 км. Таким образом, строение Красного моря по этой модели представляется следующим: основную площадь моря составляет "главный трог", образованный за счет рассеянного растяжения докембрийской континентальной коры, начавшегося в позднем олигоцене — раннем миоцене, одновременно с ним внедрились дайки, и оба эти процесса продолжались вплоть до плиоцена. В плиоцене в осевом трогe начался устойчивый спрединг, в результате которого формировалась "океаническая кора". На этом фоне вдоль береговой линии Красного моря наблюдаются небольшие по объему излияния щелочных оливиновых базальтов, частично входящих в состав комплекса Тихама-Азир, а также на южном продолжении расширяющегося осевого трога. При этом устанавливается левосторонний сдвиг вдоль оси трога Красного моря величиной 107 км. Ограничение рифта Красного моря образовано серией продольных разломов (не менее десяти), по которым восходящие движения блоков приурочены к крыльям, обращенным внутрь рифта, а нисходящие — к внешним крыльям, что вызывает погружение слоистых толщ, перекрывающих докембрийский фундамент, в направлении внутренних частей рифта (см. рис.10). Таким образом, эта модель иллюстрирует развитие зоны спрединга, разрывающего в кайнозое докембрийские сиалические блоки. Исходными при этом являются постулаты тектоники плит, точнее — вращение Аравийской, Сомалийской и Нубийской плит вокруг полюса с координатами 36,5° с.ш., 18° в.д. при угле раскрытия, равном 4,34° /Колман, 1984а/.

Анализируя данные геологии офиолитов, приуроченных к окраинам "атлантического" типа или их палеоэквивалентам, можно заметить, что офиолиты залегают здесь в непосредственном контакте с древними метаморфизованными сиалическими блоками, характеризуются следами складчатых деформаций, которые имели место уже после образования верхних эффузивных комплексов.

В переходных зонах тихоокеанского типа офиолиты развиты широко. Здесь располагаются такие тектонотипы офиолитов как Папуа — Новая Гвинея /Колман, 1979; Davies, 1968, 1971/, Новая Каледония /Avias, 1977; Brookfield, 1977; и др./.

Состав офиолитов Папуа — Новая Гвинея следующий. В основании разреза залегают тектонизированные гарибургиты с подчиненным количеством дунитов. Характерной их чертой является выдержанность состава оливина и ортопироксена на больших площадях. Р.Г. Колман считает эту черту решающим аргументом в пользу того, что они представляют собой тугоплавкий остаток от процесса частичного плавления в мантии. Мощность тектонизированного комплекса 2–6 км. Выше залегают кумулятивные перидотиты мощностью 100–500 м. Они более мелкозернисты, чем тектонизированные перидотиты, и содержат кумулятивный оливин, ортопироксен, клинопироксен и хромит при полном отсутствии плагиоклаза. Оливин и ортопироксен обнаруживают тенденцию к сильному обогащению железом. Выше залегают габбро, которые подразделяются на три типа /Davies, 1971/:

1) кумулятивные габбро, постепенно переходящие в подстилающие кумулятивные перидотиты (мощностью примерно 3 км); 2) зернистые габбро, представляющие собой преимущественно гомогенную породу, включающую в подчиненном количестве кумулятивные габбро, шпировые габбро и габбро-пегматиты (мощностью около 3 км); малоглубинные массивные габбро (мощностью примерно 1 км). Разрез офиолитов венчается эффузивами мощностью 4–6 км, представленными массивными базальтами, базальтовыми подушечными лавами, кератофирами и пирокластами дацитового состава. В некоторых участках с эффузивами переслаиваются тонкозернистые карбонатные осадки. Рои даек между базальтами и габбро отсутствуют /Колман, 1979/.

Строение офиолитов Папуа большинством исследователей рассматривается как классический пример аллохтонного залегания расчлененного ультрабазит-базитового комплекса на измененных (в условиях зеленосланцевой фации низких давлений) мезозойских породах основного состава и метаконгломератах. Однако Р.Г. Колман /1979/ делает оговорку, что непосредственно в поле эта расчлененность, так же, как и ее погружение на восток, расшифровываются нечетко. Представляется вероятным существование структурных осложнений, в частности повторение разрезов в результате надвигообразования или смещений, связанных со сбросами или сдвигами. Не являются более определенными и описания офиолитов других переходных зон. Пытаясь систематизировать эти сведения, Г. Хесс отмечал следующее: «...серпентиниты обычны для островных дуг, и на многих дугах могут быть найдены хорошие примеры "тройственной" формации Штейнманна. ...отсутствие серпентинитов на отдельных участках некоторых островных дуг может быть объяснено перекрытием их позднейшими отложениями, обычно более молодыми вулканическими образованиями, как это несомненно, имеет место на Малых Антильских островах и, вероятно, на Алеутских, Курильских островах, островах Тонга и Кермадек. На этих участках островных дуг разновозрастные с серпентинитами породы не обнажаются» /Хесс, 1957, с.407–408/.

Широкое развитие офиолитов по западной периферии Тихого океана свидетельствует об их закономерной приуроченности к некоторым структурным формам областей перехода океан – континент. Размышляя о механизме образования пояса Папуа, Дж. Милсом /Milsom, 1973/ приходит к выводу, что для его объяснения приходится вводить столько ограничений, что становится трудно установить соответствие этого механизма геологической картине, наблюдаемой в поле. Отсутствие актуалистических примеров обдукции океанической коры оставляет нерешенной проблему надвигания аллохтонных офиолитовых пластин на окраины континентов /Колман, 1979/.

В ряде работ появление офиолитов в основании разреза островных дуг объясняется возникновением островов в результате вулканической деятельности на фундаменте из океанической литосферы /Ewart, Bryan, 1972; Miyashiro, 1975/. Встречающиеся случаи, когда острова внешних островных дуг практически полностью сложены офиолитами, по мнению некоторых исследователей представляют собой просто выведенные на поверхность океана приподнятые

внешние края крупных уступов (террас) на приостровном склоне желобов /Зоненшайн, Савостин, 1979; Белоусов, 1982/.

Области перехода океан – континент по западной периферии Тихого океана отождествляются многими исследователями с областями современного проявления геосинклинального процесса /Боголепов, Чиков, 1976; Власов и др., 1978; Шапиро, 1981; Чиков, Шарапов, 1982; Хаин, 1984; и др./.

В классической геосинклинальной теории ультрабазиты играют важную роль как предвестники инверсии геосинклинали и перехода ее к орогенному режиму /Штилле, 1964/. М.С. Марков /1970, 1975/ предполагает, что породы "меланократового фундамента", т.е. ультрабазит-габбровая часть разреза офиолитов, образуются до заложения островной дуги.

По гипотезе тектоники плит принимается, что островные дуги располагаются на коре океанического типа (офиолитах), т.е. в основании островодужного комплекса офиолиты должны залегать обязательно, но генетически они не связаны с развитием островной дуги, а сформированы процессами, протекавшими в срединно-океаническом хребте, до перемещения в область субдукции /Зоненшайн, 1979/.

Начинается тесная связь методологически разнородных представлений, которые объединяются (овеществляются) комплексом островной дуги: это историко-генетическое представление об эвгеосинклинали как наиболее активной и структурно связанной с мантией зоне геосинклинальной области; физико-географическое представление об островной дуге, как о морфологической форме, определяемой через рельеф и современные процессы, доступные наблюдению и инструментальному измерению; идеализированная модель новой глобальной тектоники плит, по которой структурно-вещественные признаки островной дуги рассматриваются как обусловленные развитием зоны субдукции.

В связи с поставленной нами целью определения тектонической обстановки формирования офиолитов как образования, составляющего полный разрез земной коры, требуется подобрать такую обстановку, в которой могло произойти замещение древней коры (независимо какого состава) новообразованной мафической.

Мы считаем, что проблему пространства для новообразования такой коры нельзя решить посредством модели субдукции, поскольку при этом подразумевается в основном сжатие, охватывающее всю литосферу в зоне перехода океан – континент. Данные о сложном распределении очагов землетрясений и полей напряжений в сейсмофокальных зонах позволяют трактовать их как зоны деформации с иным характером движений, чем в моделях субдукции. В.Н. Шарапов и его соавторы /1984/ сообщают, что если считать глубоководный желоб элементом сейсмофокальной зоны, то необходимо указать, в чем состоит его особенность с точки зрения сейсмотектоники. Если считать, что глубоководный желоб представляет собой на поверхности Земли след от пододвигания океанической литосферы под континентальную, то именно здесь следовало бы ожидать существенного сжатия и определенного типа генерации сейсмической энергии. Учитывая постулат о стационарности процесса субдукции, следовало бы ожидать, что вдоль

границы желобов должна существовать какая-то устойчивая сейсмо-тектоническая картина. Однако максимум сейсмичности располагается на 100 км и более к западу от Курило-Камчатского желоба, а современная зона сейсмической активности пересекает поверхностные морфоструктуры желоба под углом. Не находят исследователи /Шарапов и др., 1984/ в традиционных концепциях ответов и на ряд других вопросов. Поэтому они высказывают предположение, что на существующем уровне инструментального изучения Курило-Камчатской дуги ее природу более логично объяснить с точки зрения горизонтального сложного сдвигания в условиях всестороннего сжатия. На основе экспериментальных данных они трактуют формирование глубоководного желоба как зоны растяжения между взаимодействующими сегментами литосферы, которое должно охватывать достаточно узкие полосы, занимающие около 15% площади области сдвигания, и не иметь равных себе по рангу сопряженных структур. При этом утверждается, что такая глобальная горизонтальная зона растяжения не должна иметь глубоких мантийных корней и с ней не должны быть связаны глобальные глубинные разломы /Шарапов и др., 1984/.

Возможно, что при таких условиях формирование офиолитов может иметь место, а участки растяжения должны смещаться по мере развития зоны сдвига и обеспечивать мозаичное расположение сравнительно разновозрастных очагов офиолитообразования.

Высказываются также мнения о том, что режим растяжения в зоне перехода океан - континент может быть следствием сдвиговой активизации глубинных разломов. Левые сдвиги северо-восточного и субмеридионального простираения, ориентированные параллельно к окраине континента или под острым углом к ней, наблюдаются на всем протяжении зоны перехода и особенно детально изучены в Японии, на Курилах, на Камчатке, Сахалине, Тайване, Филиппинах и в Приморье /Уткин, 1985/. Это обстоятельство позволяет ожидать возможность образования сквозькоровых разрывов, посредством которых можно было бы решить проблему пространства для формирования офиолитов.

На основе приведенных сведений мы делаем вывод, что в отношении офиолитов, связанных с островными дугами, существуют две взаимоисключающих друг друга генетических концепции. Первая - аллохтонная, по которой офиолиты в системе спредингово-субдукционного "конвейера" поступают к западной части Тихого океана и появляются на уровне верхних осадочных горизонтов земной коры в результате обдукции /Колман, 1979; Океанология, 1979; и др./.

Вторая менее распространена; по ней в северо-западной части Тихого океана на границе с Азиатским континентом развивается сложная сдвиговая система, внутри которой возникают локальные зоны растяжения и глубокие разрывы, служащие каналами для глубинного магматизма /Шарапов и др., 1984; Уткин, 1985/ и, вероятно, способствующие новообразованию симатической коры.

Офиолиты континентов. В связи с неизмеримо большей доступностью, чем офиолиты океанов и областей перехода океан - континент, внутриконтинентальные офиолиты изучены в наибольшей степе-

ни. Краткой, но информативной сводкой по зарубежным офиолитам является уже упомянутая нами монография Р.Г. Колмана "Офиолиты" /1979/. Интенсивно изучаются офиолиты на территории СССР: на Урале /Пейве и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973; Петрология..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Ефимов, 1984; и др./, на Кавказе /Книппер, 1975; Сатиан, 1979; и др./, в Средней Азии /Макарычев, 1978, 1979; Куренков, 1983; Миколайчук, 1986; и др./, Алтае-Саянской области /Пинус, Колесник, 1966; Петрология..., 1977; Кузнецов, Симонов, 1978; Кузнецов, 1980; Офиолитовая ассоциация., 1982; и др./, в Обь-Зайсанской складчатой области /Офиолиты..., 1981; Беляев, 1985; и др./, на Северо-Востоке СССР /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Тектоника..., 1980; Очерки тектоники..., 1982; др. /, на Дальнем Востоке /Зимин, 1973; Разницын, 1982; и др./ и в других районах страны.

В целом состав офиолитов описан именно на континентах, поэтому мы не будем повторять здесь сведений, уже изложенных нами выше.

Относительно структуры офиолитов, распространенных в пределах континентов, имеются довольно обширные сведения, начиная от описания частных петрологических соотношений и до структурных сопоставлений на региональном и глобальном уровне. Остановимся лишь на некоторых аспектах строения континентальных офиолитов и вытекающих из этого следствий, поскольку структурные наблюдения, часто очень проблематичные, лежат в основе решения генетических задач.

Начиная с середины 70-х гг. большинство публикаций посвящено доказательству аллохтонного залегания офиолитов в современной внутриконтинентальной обстановке в виде шарьяжных пластин-покровов, деформированных более поздними складчатыми дислокациями (например, /Савельев, Самыгин, 1979; и др./). Менее обширна группа публикаций, в которых доказывается автохтонное интрузивное внедрение пород офиолитового комплекса /Леснов, 1981; Сутурин, 1978; и др./, либо сообщается о весьма ограниченном масштабе горизонтального перемещения офиолитов за счет тектонических движений с места их первоначального формирования /Кузнецов, 1980; Пинус и др., 1981б, 1984; и др./.

Следует признать, что каких-либо реперов в разрезах или в плане офиолитовых поясов, позволяющих установить масштаб перемещения их компонентов с места первичного формирования пока не предложено, поэтому вопрос о масштабах подобного перемещения остается спорным, так как проблема "корневых зон" офиолитов пока еще нигде полностью не решена.

Офиолиты, обладающие ненарушенным автохтонным залеганием, в континентальной обстановке встречаются, вероятно, редко. Возможно, что примером такого залегания можно считать "океаническую кору" в Мугоджарах (Южный Урал) /Зоненшайн и др., 1981а; История развития..., 1984; Перфильев и др., 1985/, в составе которой наблюдаются пиллоу-лавы, дайковый комплекс, габброиды и небольшие тела гипербазитов. Надо подчеркнуть, что соотношения между комплексами пород в этом разрезе стратиформные, без крупных тектонических срывов

Имеются публикации об автохтонном внутриконтинентальном разви

тии офиолитовой ассоциации внутри геосинклиальной системы на северо-востоке Индии – офиолиты пояса Манипур-Нагалэнд / Singh et al., 1982/. В этой работе сообщается, что для структуры пояса Манипур-Нагалэнд характерно ограниченное развитие тектонических контактов в пограничных частях офиолитовых свит, полное отсутствие штид-комплекса, неясные взаимоотношения между вулканитами и ультрабазитами, незначительные объемы пиллоу-лав, случаи нахождения больших объемов хромоникелевых магнетитов, формирование которых требует специфической обстановки. Весь комплекс признаков не позволяет авторам указанной статьи связывать условия формирования офиолитов пояса с обстановкой океанического дна. Характерны мощные туфогенные горизонты и линзы перемытых конгломератов внутри офиолитовых свит, присутствие внутри конгломератов галек основных вулканических пород, ультрабазитов, кремней и кварца, кварцитов и фельдшпатоидных кварцитов. Авторы статьи считают, что формирование ассоциации происходило в условиях растяжения континентальной коры, которое привело к образованию грабена внутри эвгеосинклиальной зоны, развивавшейся на территории севера Индии и Бирмы. Эта структура имела единственные в своем роде термические условия, которые, совместно с разрывом континентальной коры, привели к подъему на высокий гипсометрический уровень зоны плавления и направленному внедрению продуктов расплава мантийного вещества, завершившего формирование офиолитов / Singh et al., 1982, с.500/.

Любопытны выводы, полученные при изучении офиолитов Северо-Восточной Ферганы А.В. Миколайчуком /1986/. Проведя комплексную интерпретацию геологических и геофизических данных о соотношении офиолитов и пространственно смыкающихся с ними комплексов иного происхождения, он пришел к выводу, что в современной структуре разнородные геосинклиальные комплексы слагают каскад покровов. При этом вулканогенные и терригенные комплексы, залегавшие первоначально на офиолитах (меланократовом основании), в результате тектонических деформаций не отрываются от офиолитов, а перемешиваются с ними в пространстве, ограниченном жесткими тектоническими блоками. Сокращение площади основания офиолитового бассейна приводит к покровно-складчатым дислокациям и увеличению мощности меланократовой земной коры /Миколайчук, 1986/.

Имеются описания пояса альпинотипных гипербазитов, залегающих вне офиолитовой ассоциации /Пинус и др., 1981а; Кузнецов, 1983/ в пределах развития герцинид Южной Монголии. Внутри метаморфизованных карбонатно-терригенных толщ силура в этом районе залегают согласные с наложением осадочных толщ линейные тела интенсивно катаклазированных гранитоидов, с которыми в разрезе соседствуют мало мощные горизонты конгломератов, содержащих валуны и гальки каких-то древних микроклиновых гранитов. В этом комплексе пород, согласно с наложением слоистых толщ, на различных стратиграфических уровнях залегают вытянутые цепочками небольшие линзовидные тела серпентинитов и габброидов. В разрезе пояса практически отсутствуют основные эффузивы, характерные для офиолитов. Перестроение гранитных

валунов в толщи, которые стали впоследствии вмещающими для гипербазитов, требует специфической палеогеографической обстановки: во-первых, область сноса, поставляющая гранитные валуны, должна находиться рядом с бассейном карбонатно-терригенного осадконакопления; во-вторых, нужно, чтобы внедрение гранитов и гипербазитов (с габброидами) произошло в относительно сближенное время и на фоне интенсивного развития динамометаморфических процессов; в-третьих, деформации, приводящие к протрузиям серпентинитов, должны начинаться еще до окончания цикла осадконакопления, так как в верхней части карбонатных толщ встречены конгломераты с валунами серпентинитов.

Однотипность структурной позиции офиолитов. Анализ литературных данных о структурном положении офиолитов в различных типах геологических структур показывает, что наиболее общим признаком для них является приуроченность к зонам крупных разрывов земной коры, либо разграничивающих блоки литосферы различного типа, как в области перехода океан – континент, либо в форме сложных систем региональных разломов нарушающих сплошность крупных блоков сиалической коры. Эта закономерность позволяет, независимо от исходной концепции (фиксистской или мобилистской) сделать вывод о том, что зоны разрывов являются определяющим фактором в решении проблемы пространства для образования офиолитов. Судя по распределению в ксенолитах базальтов гранатовых и шпинелевых перидотитов и распределению альпинотипных гипербазитов в структурах материков и океанов, альпинотипные гипербазиты, типоморфные для офиолитов, образуются в весьма локальных линейно вытянутых зонах. При этом для них несущественно, сиалическая "континентальная" или мафическая "океаническая" кора перекрывала зоны их формирования. Хотя в настоящее время мы не имеем возможности для уверенной петрологической интерпретации геофизических данных о строении зоны Мохо, но сопоставление отрывочных петрологических сведений дает повод заключить, что альпинотипные перидотиты слагают своеобразные валы под зонами крупных разломов. Эти валы возвышаются над мантией, сложенной в своей верхней части гранатовыми и шпинелевыми перидотитами.

Древность альпинотипных гипербазитов по отношению к другим компонентам офиолитов /Пейве, 1975; и др./, учитывая то, что сложенные ими "валы" заключены в жесткие рамы, образованные нижними частями блоков земной коры, можно оценить как признак консервативности корневых зон офиолитогенерирующих структур в геологической истории. Возникновение зон альпинотипных гипербазитов, судя по их распространению, – явление локальное. Вероятно, их можно рассматривать в качестве глобального структурного каркаса зон деструкции земной коры. Существование такого каркаса, по нашему мнению, существенно снижает возможности приложения мобилистских трактовок к интерпретации глубинного развития офиолитовых зон, и, следовательно, количество вариантов структурных трактовок условий формирования офиолитов.

При исследованиях офиолитовых ассоциаций использованы методы, которые могут быть разделены на полевые наблюдения и эксперименты.

Полевые наблюдения при исследовании офиолитовых ассоциаций в поле проводились в следующем порядке:

а) маршрутные наблюдения на массивах для отбора образцов всех разновидностей главных типов пород, слагающих офиолитовую ассоциацию;

б) детальное картирование наиболее важных участков с характерными взаимоотношениями породных комплексов;

в) составление детальных разрезов узловых участков при исследовании дайковых комплексов, когда выявление общих закономерностей (генераций даек и т.д.) требует анализа каждой дайки;

г) детальное документирование с зарисовками и фотографированием опробуемого объекта при отборе образцов для дальнейшего исследования (особенно для термобарогеохимии);

д) отбор ориентированных образцов для анализа внутренней структуры горной породы и данной офиолитовой ассоциации в целом.

В процессе обработки наблюдений по дневникам и картам фактического материала составлялись схемы геологического строения отдельных объектов. Большое внимание уделялось анализу детальных разрезов. При работах над структурно-геологическими схемами обычно использовались аэрофотоснимки и космоснимки.

Из каждого образца горных пород готовился прозрачный шлиф, проводилось петрографическое описание и предварительная оценка пригодности данного образца для исследования методами термобарогеохимии.

Из отобранных в процессе предварительной оценки образцов (обычно наиболее свежих) изготавливались полированные пластинки для исследования термобарогеохимическими методами (термометрии и криометрии). Часть образца подготавливалась для анализа состава летучих с помощью хроматографии.

В некоторых случаях, при необходимости более точной диагностики, образцы исследовались с помощью рентгеновских и спектральных анализ, термографии и т.д.

Ориентированные образцы были подвергнуты петроструктурному анализу по методике сотрудников кафедры петрографии Томского государственного университета А.И. Гончаренко и А.И. Чернышова.

Эксперименты. В последнее время для обоснования теоретических тектонических построений все более широко применяются различные виды экспериментов. В первую очередь это методы экспериментальной тектоники, моделирующие структуры или тектонические процессы. В то же время при построении частных генетических картин совершенно необходимо представлять свойства и характер поведения горных пород в тех или иных предполагаемых условиях. При решении подобных задач существенную роль могут сыграть методы экспериментальной петроло-

гии. И наконец, современный уровень развития науки требует при анализе геологических процессов представлять их не только в качественном виде, но и оценивать мерой и числом. Требуется устанавливать физико-химические параметры протекания процессов тектогенеза. Применительно к офиолитам методы термобарогеохимии оказались, по нашему мнению, весьма полезными при оценке в первую очередь температур, давлений и режима летучих, существовавших на различных стадиях формирования офиолитовой ассоциации.

При выборе тех или иных методов и приборов для экспериментального моделирования мы опирались на результаты наших более ранних работ /Симонов, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982; и др./. В большинстве случаев приходилось сталкиваться с совершенно неожиданными и оригинальными задачами, успешно решить которые с помощью традиционной аппаратуры было бы довольно сложно. В этой связи приходилось создавать новые методы и установки на основе уже имевшихся.

Учитывая особую важность деформационных процессов при становлении гипербазитов в офиолитовых ассоциациях, с помощью методов экспериментальной петрологии были исследованы некоторые особенности поведения ультраосновных пород при высоких температурах и давлениях. Методами термобарогеохимии изучались физико-химические особенности процессов формирования отдельных пород в офиолитовых ассоциациях.

Среди множества проблем, связанных со становлением гипербазитов, слагающих основание офиолитовых ассоциаций, особо выделяются вопросы серпентинизации-десерпентинизации ультрабазитов, их пластические деформации и течение при внедрении в твердом состоянии в земную кору.

Проблема серпентинизации - десерпентинизации гипербазитов интересует ученых уже довольно продолжительное время. Пути решения задач, связанных с этими проблемами, многие исследователи видят в постановке экспериментов. Накоплен обширный фактический материал по экспериментальному моделированию системы оливин - серпентин, который достаточно полно и детально рассмотрен в ряде публикаций /Штейнберг, Чашухин, 1977; Пугин, Хитаров, 1978; Калинин, Зубков, 1981/. Необходимо отметить, что большинство ученых в своей работе используют широко применяемые в экспериментальной практике методики и аппаратуру с высокими параметрами. Некоторые исследователи довольно успешно использовали методы термографии при изучении устойчивости серпентина как в нормальных условиях /Термический анализ..., 1974; Баяк и др., 1978/, так и при высоких давлениях /Слуцкий и др., 1984/. Наиболее важные для целей тектонических построений процессы деформаций серпентинитов в условиях, близких к переходу серпентин - оливин, изучены в значительной меньшей степени /Лучицкий и др., 1967; Raleigh, Paterson, 1965/. В то же время именно деформационные процессы при серпентинизации - десерпентинизации гипербазитов играют довольно существенную роль в общей картине тектогенеза офиолитов. Например,

практически общепринято, что увеличение степени серпентинизации значительно увеличивает способность гипербазитов к пластической деформации и течению в твердом состоянии. Другой проблемой являются деформации, связанные с увеличением объема пород при серпентинизации, и другие вопросы.

Не затрагивая глобальных вопросов серпентинизации — десерпентинизации и влияния этих процессов на тектоническое развитие гипербазитов, мы решили на конкретном примере разобраться с некоторыми наиболее интересными аспектами устойчивости и деформаций серпентинитов в зоне перехода серпентин — оливин. Поводом для постановки экспериментов послужили проблемы, связанные с меланократовым догеосинклинальным основанием палеозойд Тянь-Шаня, представленными породами офиолитовой ассоциации. Работы проводились совместно с А.В. Миколайчуком.

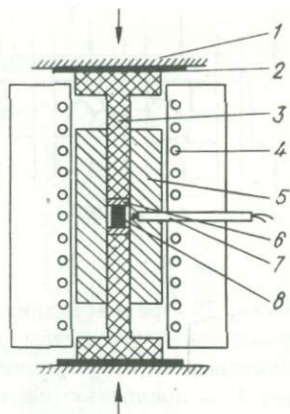
По данным В.И. Кнауфа /1983/, в ряде районов в складчатых структурах южно-тяньшанских герцинид сохранились фрагменты меланократового основания в виде ассоциации базит-гипербазитовых пород, формирующих верхние 20 км земной коры. Эти выводы противоречат результатам сейсмических исследований, показывающих повышенную мощность земной коры Тянь-Шаня (40–65 км) с преобладанием "гранитного" геофизического слоя /Земная кора..., 1977; и др./. В связи со сложившимся противоречием, было высказано предположение, что в районах распространения меланократового догеосинклинального фундамента верхние горизонты земной коры сложены преимущественно серпентинизированными разностями гипербазитов, сходных по своим петрофизическим свойствам с гранитоидами /Кнауф и др., 1981/.

С целью выяснения особенностей поведения и возможности существования серпентинитов в предполагаемых условиях земной коры Тянь-Шаня, были проведены экспериментальные исследования серпентинитов офиолитовой ассоциации Манубалдинского массива (Северо-Восточная Фергана) при высоких температурах и давлениях.

В соответствии с выбранной методикой исходный образец серпентинита с петельчатой структурой, по данным рентгеновского анализа преимущественно лизардит, распиливался на пластины толщиной 10 мм. Из них высверливались цилиндры диаметром 6 мм и высотой 10 мм. Образец помещался в установку твердофазного давления типа поршень-цилиндр с внешним нагревателем (рис. 3). Установка с рабочим диапазоном давления до 6000 бар и температуры до 750°C состоит из корпуса (ЭИ437Б), двух штоков (ЭИ437Б) и нагревателя. Термопара (ХА) вводится в отверстие, засверленное в корпусе. Образец помещается в центре и сдавливается двумя штоками с помощью пресса. После создания необходимого давления задается температура. Образец выдерживается в заданном режиме 30 мин, при этом он испытывает целую серию деформаций (рис. 4). Полная картина преобразования образца наблюдается при максимальных параметрах опыта. Сначала происходит хрупкое разрушение, затем "сваривание" отдельных кусков и рекристаллизация по границам крупных зерен-блоков, развитие новой структуры, приспособленной к прилагаемым воздействиям. В дальнейшем остаются только блоки исходной структуры в новообразованной

Рис. 3. Твердофазовая установка с параметрами до 6000 бар и 750°C.

1 - поршень пресса, 2 - прокладка из асбеста, 3 - шток, 4 - нагреватель, 5 - корпус, 6 - шайба из твердого сплава, 7 - термопара, 8 - образец.



(см. Прил. фото 3), и, наконец, весь образец приобретает новообразованную структуру. В целом аппаратура очень проста и надежна в эксплуатации. После окончания опыта образец, благодаря сквозному отверстию, легко вынимается под прессом с помощью дополнительных штоков. Рабочий диапазон, в первую очередь температура, ограничен свойствами применяемого материала, становящегося пластичным при высоком внешнем нагреве.

Результаты опытов исследовались оптически в шлифах, проводился рентгеновский анализ и в отдельных случаях - ИК-спектроскопия.

Пластические деформации оливинов впервые были описаны Ф. Тернером в 1942 г. в дунитах Новой Зеландии /Raleigh, 1968/. Фактически с этого времени началось систематическое изучение деформационных структур в гипербазитах офиолитовых ассоциаций. В СССР пластически деформированные оливины исследовались главным образом в гипербазитах офиолитов Полярного Урала /Гончаренко, Чернышов, 1980; Шербаков, 1981; Денисова, 1982/ и Алтае-Саянской складчатой области /Меляховешкий, 1977; Гончаренко и др., 1980; Офиолитовая ассоциация..., 1982/. Экспериментальные исследования деформаций и пластического течения оливинов проводились преимущественно за рубежом /Raleigh, 1968; Carter, 1971; Stocker, Ashby, 1973; и др./. Достаточно подробный обзор имеющихся в этой области экспериментальных исследований представлен в работах А.А. Меляховешкого /1977, 1982/.

Эксперименты по изучению деформаций оливинов и гипербазитов в целом проводились нами, как и в случае с серпентинитами, с целью решения конкретной задачи определения условий этих деформаций.

В результате петроструктурного анализа офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива в Кузнецком Алатау /Офиолитовая ассоциация..., 1982/ и сопоставления с данными по изучению этих пород методами термобарогеохимии /Гончаренко, Симонов, 1984/ были определены параметры пластических деформаций оливина. Установлено, что течение гипербазитов на ранних этапах их мантийно-коревой эволюции осуществлялось при 800-1000°C и 8-11 кбар. Для возможной проверки и сопоставления результатов необходимо и интересно было попытаться смоделировать в эксперименте эти условия и в идеале получить те же деформационные структуры, обнаруженные и исследованные с помощью петроструктурного анализа в природно деформированных гипербазитах.

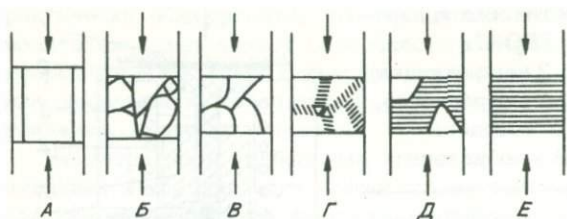


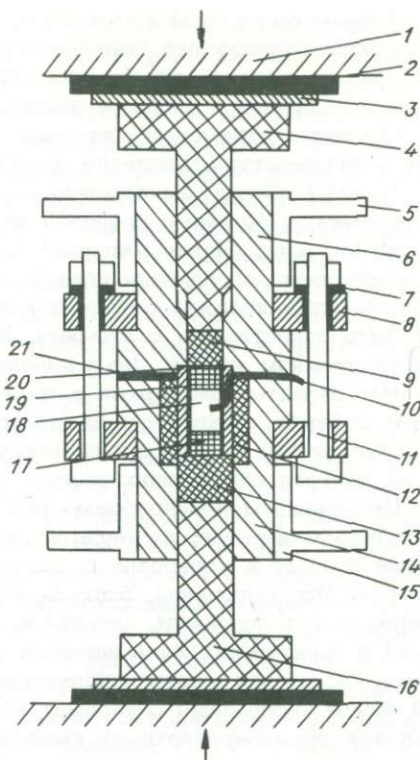
Рис. 4. Стадии деформации серпентинитов. А – исходный цилиндрический образец в прессформе между двумя сдвигавшими штоками, Б – хрупкое разрушение образца, В – спекание, сваривание отдельных обломков, Г – рекристаллизация серпентинита, образование новой синдеформационной структуры на границах обломков-блоков, Д – отдельные реликтовые блоки первичного серпентинита в новообразованной структуре, Е – полностью перекристаллизованный серпентинит.

В качестве исходного образца был использован дунит из офиолитов Оспинского массива (Восточный Саян), представленный практически мономинеральным агрегатом очень свежего оливина. В результате проведенного А.И. Гончаренко и А.И. Чернышовым петроструктурного анализа было установлено положение в образце N_g , N_p максимумов. Из ориентированных образцов выпиливались пластинки толщиной 10 мм перпендикулярно максимуму осей N_g . В этих пластинках высверливались цилиндры диаметром 6 мм и высотой 10 мм. Удлинение цилиндрических образцов, таким образом, совпадало с направлением максимума осей N_g . Образец помещался вертикально между штоками установки, поэтому ориентированное давление задавалось в направлении максимума осей N_g в кристаллах оливина.

Опыт проводился на установке типа поршень – цилиндр с внутренним нагревателем (рис. 5.). Рабочие параметры аппаратуры: давление до 12 000 бар, температура до 1500°C и выше. Состоит из двух основных частей (ЭИ437Б) изолированных асбестовыми прокладками и скрепленных специальными болтами с помощью металлических колец. Оба корпуса охлаждаются проточной водой. Напряжение на нагреватель подается с помощью пластинчатых тоководов, изолированных от прессы асбестовыми прокладками. Части штоков, непосредственно соприкасающиеся с нагревателем и образцом, сделаны из инструментальной стали Р18, термообработанной до НРС 60–64. Из этой же стали сделана кольцевая вставка, ограничивающая рабочий объем установки. Цилиндрический образец исходного оливина вставляется в центр трубчатого графитового нагревателя высотой 20 мм, изолированного от стенок корпуса цилиндром из агальматолита. Свободное пространство в нагревателе заполняется окисью алюминия, сцементированной силикатным клеем. Термопара подводится через асбестовые уплотнения в центре установки непосредственно к образцу. При проведении эксперимента вначале, при фиксированном верхнем штоке с рабочим диаметром 8 мм, давление задается нижним штоком до 3000–5000 бар, затем с помощью верхнего штока давление доводится до необходимого

Рис. 5. Твердофазовая установка до 12000 бар и 1500°C.

1 - поршень пресса; 2, 7, 21 - прокладка из асбеста; 3 - пластинчатый токоввод; 4, 16 - верхний и нижний штоки; 5, 15 - водяное охлаждение; 6 - верхний корпус; 8 - металлические кольца; 9, 13 - шток из твердой стали; 10 - ввод терморпары; 11 - стягивающие болты; 12 - кольцо из твердой стали; 14 - нижний корпус; 17 - окись алюминия; 18 - образец; 19 - графитовый нагреватель; 20 - изолирующий цилиндр из агальматолита.



уровня. После этого поднимается температура. При необходимых параметрах дается выдержка в 30 мин. По окончании опыта образец закаливается отключением тока.

Аппарат легко разбирается

на две части, и с помощью пресса образец с нагревателем и изолятором аккуратно выдавливается без разрушения. Полученный многослойный цилиндр распиливается алмазной пилой на тонкие пластинки, из которых готовят шлифы и полированные пластинки. Результаты опытов в дальнейшем исследовались оптическими методами в полированных шлифах, проводился петроструктурный анализ полученных ориентировок. Изменения химического состава кристаллов оливина изучались с помощью рентгеновского (ХМА-5, ГЕОХИ АН СССР) и лазерного (LMA-1) микроанализаторов.

Большие надежды при решении вопросов генезиса офиолитовых ассоциаций мы связываем с применением методов термобарогеохимии. В частности, интересной является попытка с помощью термобарогеохимии охарактеризовать процессы петрогенеза и через них - тектогенеза офиолитов, т.е. дать, по возможности, ряд количественных характеристик - параметры температур, давлений, составов летучих, которые имели место в многообразной и сложной истории тектонического развития офиолитов. Учитывая важную роль, которую мы придаем при исследовании тектогенеза офиолитов методом термобарогеохимии, необходимо кратко остановиться на характеристике этой новой науки, возникшей сравнительно недавно в пограничной области нескольких научных направлений.

Термобарогеохимия изучает физико-химические особенности минералообразующей (минералопреобразующей) среды, устанавливая при этом физико-химические параметры образования (преобразования) минералов в широком диапазоне температур и давлений.

Основные параметры, определяемые методами термобарогеохимии, — температура, давление, состав минералообразующей среды.

Главный объект, непосредственно изучаемый методами термобарогеохимии, с помощью которого определяются условия минералообразования, — включения минералообразующих сред. При росте минерала очень редко образуется идеальная структура. В решетке минерала практически неизбежно остаются микродефекты. По размерам они могут быть сопоставимы с атомами. Это различные вакансии, дислокации на атомном уровне. Значительное распространение имеют и более крупные дефекты, размерами в тысячные и сотые доли миллиметра. Такие дефекты, микропустоты, при росте минерала заполняются минералообразующей средой и консервируются в минерале, образуя включения минералообразующих сред.

Включения минералообразующих сред — это объемные дефекты в структуре минералов, размерами обычно от 0,001 мм до 0,1 мм, иногда и более в поперечнике, заполненные средой, из которой рос минерал. Эти включения, благодаря незначительной проницаемости стенок, могут сохранять захваченную порцию минералообразующей среды в практически неизменном составе бесконечно длительное время. Включения минералообразующих сред несут в себе очень большой объем информации о параметрах минералообразования. Основными задачами термобарогеохимии являются извлечение и расшифровка этой информации, на основе которой должна быть построена достаточно полная картина минералообразования.

С помощью термобарогеохимии успешно решаются многие вопросы, связанные с генезисом различных минералов и горных пород. Определены температура, давление и особенности кристаллизации из расплавов гранитов, гранитных пегматитов, вулканитов различного состава и т.д. С помощью экспериментальных методов термобарогеохимии созданы цельные картины рудного минералогенеза, позволяющие оценить оруденение на глубину. И это только отдельные, частные примеры из широчайшей области применения термобарогеохимии, которая проникла во все направления генетической минералогии и петрологии. Сейчас вряд ли возможно с достаточной степенью определенности и достоверности судить о генезисе того или иного минералогического или петрологического объекта без привлечения методов термобарогеохимии к исследованию особенностей минералообразующей среды.

Несмотря на такое широкое применение методов термобарогеохимии к решению генетических задач, офиолитовая ассоциация в этом отношении оставалась практически белым пятном. Сейчас положение быстро меняется, и уже получены многие интересные результаты, позволяющие судить о генетических особенностях всех членов офиолитов — гипербазитов, габбро, дайкового комплекса и вулканитов.

Остановимся на некоторых особенностях методики термобарогеохимии в приложении к исследованию офиолитовой ассоциации.

Первой задачей после подготовки образца к исследованию является тщательный просмотр препаратов под микроскопом при общем увеличении примерно в 500 раз. Прежде всего необходимо найти включения минералообразующих сред. Далее, судя по их положению в кристалле, определить время захвата включений. Первичные включения захватываются в процессе роста минерала и фиксируются главным образом в зонах роста. Вторичные образуются в уже раскристаллизованном минерале по заживаемым трещинам. Основное внимание обращается на первичные включения, необходимо визуальное определить их характер. Обычно довольно определенно можно сказать, что включения содержат газ, жидкость, застывший расплав. Первичные газово-жидкие включения говорят о существенной роли растворов при кристаллизации минералов. Присутствие первичных расплавных включений однозначно свидетельствует о кристаллизации из расплава.

В минералах пироксенитов и пироксенит-пегматитов ряда офиолитовых ассоциаций /Симонов, 1981/ были найдены включения растворов. В минералах габбро и габбро-пегматитов офиолитов /Бакуменко, Добрецов, 1976; Леснов и др., 1980; Симонов, 1981; Офиолитовая Ассоциация..., 1982/ преобладают расплавные включения. Эти данные свидетельствуют об образовании пироксенитов при активном участии растворов и однозначно говорят о кристаллизации габброидов из расплавов. Более сложная картина наблюдается в дунитах и гарнбургитах, слагающих основание офиолитовых ассоциаций. Здесь не найдено включений расплавов и водных растворов. Более обычны своеобразные включения переуплотненных сжиженных газов /Офиолитовая ассоциация..., 1982; Симонов, 1983; Гончаренко, Симонов, 1984/ – метана, азота, связанные со структурными зонами деформаций в оливинах. Включения жидкости, установленные в оливинах гипербазитов Урала /Штейнберг, Чашухин, 1977/, судя по внешнему виду, также скорее всего содержат сжиженные газы. Подобные включения изучены в минералах метаморфических пород высоких степеней метаморфизма с температурой выше 400–500°C и давлением свыше 3–4 кбар /Ермаков, Долгов, 1979/. Таким образом, включения сжиженных газов в оливинах гипербазитов можно связать с метаморфическими процессами, приводящими к деформациям и перекристаллизации оливинов при высоких температурах и давлении.

При исследовании включений минералообразующих сред с помощью методов термометрии мы можем определить температуру образования минералов. Основным среди термометрических методов является метод гомогенизации. Он основывается на преобразовании гетерогенного многофазового содержимого включений при нагревании в микротермокамере в гомогенное состояние, характеризующее своими физико-химическими параметрами первичную гомогенную среду, в которой рос минерал. Температура гомогенизации включений принимается за минимальную температуру минералообразования.

Методом гомогенизации включения минералообразующих сред исследовались во многих минералах горных пород ряда офиолитовых ассоциаций /Бакуменко и др., 1984/. При изучении расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах была определена высокая температу-

ра образования – до 1350°C и выше – для габброидов Ирана /Бакуменко, Добрецов, 1976/ и Корякии /Леснов и др., 1980/. С помощью включений, найденных в пироксенах, роговой обманке, плагиоклазах и кварце, установлены параметры кристаллизации пегматитов основного и ультраосновного состава в офиолитах Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Тувы и Урала /Симонов, 1981/. Включения расплавов во вкрапленниках среди пород дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау имеют температуру гомогенизации (минимальная температура минералообразования) около 1100–1250°C /Офиолитовая ассоциация..., 1982/. По расплавленным включениям установлены температуры кристаллизации пород вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа /Соболев и др., 1983/. При изучении ультраосновных лав массива Троодос (о-в Кипр) было определено, что температура гомогенизации включений в оливинах и клинопироксенах варьирует в пределах 1300–1430 и 1100–1150°C соответственно /Соболев, Слущкий, 1982/.

В последние годы методы термометрии находят все более широкое применение при изучении основных пород из комплексов дна океана, сопоставимых с офиолитами континентов. Расплавные включения в минералах из базальтов рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта имеют температуру гомогенизации 1100–1150 и 1170–1290°C /Лазаренко и др., 1981; Шнюков и др., 1982/. Минимальная температура кристаллизации, установленная методом гомогенизации, фенокristов плагиоклаза и пироксена из пиллоу-лав скважины 417д рейса 51 (Deep Sea Drilling Pr.) около 1160°C /Clocchiatti, 1980/.

Методами криометрии – замораживания и исследования при отрицательной температуре – анализируются включения минералообразующих сред, содержащие летучие. Определяя характерные изменения во включениях в зависимости от температуры и сравнивая их с поведением известных экспериментальных систем, мы можем определить составы летучих, их концентрации и плотности.

С помощью криометрии были определены сжиженные газы (метан и азот) во включениях из оливинов метаморфических перидотитов офиолитов Кузнецкого Алатау /Офиолитовая ассоциация..., 1982; Симонов, 1983; Гончаренко, Симонов, 1984/. Диагностированы при замораживании метан и углекислота во включениях в минералах жадеитсодержащих комплексов Борусского офиолитового пояса Западного Саяна /Томиленко, Чупин, 1983/. При криометрических исследованиях пироксенит- и габбро-пегматитов ряда офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области была установлена значительная роль хлоридов натрия, магния, кальция в минералообразующих растворах /Симонов, 1981/.

При определении давления в процессах минералообразования обычно используются несколько различных методов термобарогеохимии. Необходимо исследовать характер, концентрации и плотности минералообразующей среды, а также установить температурный режим процессов.

Определив с помощью криометрии составы и плотности сжиженных газов во включениях оливинов, при сравнении с экспериментальными

данными удалось установить, что давление при ранних процессах деформаций в метаморфических перидотитах составляет от 8,5 до 11 кбар при температуре около 1000 °С /Симонов, 1983; Гончаренко, Симонов, 1984/. Давление минералообразующих растворов габбро-пегматитов было около 1500–2500 бар /Симонов, 1981/. Высокое давление (до 7 кбар) было определено для процессов жадеитсодержащих комплексов /Томиленко, Чупин, 1983/. Значительное давление флюидов при образовании кумулятов офиолитов района Пиндос в Греции /Capedri et al. 1982/ установлено по наличию жидких включений в плагиоклазах. В океанических базальтах и перидотитовых нодулях оказывается возможной оценка давления внедрения магмы на основе анализа плотности углекислоты во включениях /Mathez, Delaney, 1981/.

Методы термобарогеохимии имеют большие перспективы и при исследовании состояния минералообразующей среды офиолитовых ассоциаций. С их помощью можно определить как газовые компоненты, так и составы растворов и расплавов.

Для определения состава газовой фазы в индивидуальных включениях в некоторых случаях успешно был применен волюмометрический анализ, основанный на принципе селективного поглощения различных типов газов различными поглотителями /Ермаков, Долгов, 1979/.

Наиболее широко для исследования состава летучих компонентов используется газовая хроматография. Практически во всех случаях при изучении офиолитовых гипербазитов с помощью хроматографии /Агафонов, Андреева, 1973; Флюидный режим..., 1977, 1980; Юркова и др., 1982; Дриц и др., 1983; Гончаренко, Симонов, 1984; Штейнберг, Лагутина, 1984/ подчеркивается существенная роль восстановительных флюидов (метан, водород и др.) в минералообразующих процессах.

С помощью криометрии установлено, что в формировании отдельных частей офиолитов активно участвовали хлориды, входящие в состав растворов /Симонов, 1981/.

Современные методы исследования вещества дают возможность изучить составы магматических расплавов, из которых рос минерал, с помощью анализа расплавных включений на различных типах микрозондов. Для лав массива Троодос (о-в Кипр) установлено, что составы гомогенизированных расплавных включений образуют дифференцированную серию от первичного пикритового расплава до толеитового базальта островодужного типа /Соболев, Слуцкий, 1982/. При исследовании расплавных включений в минералах вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа удалось выделить два главных типа толеитовых расплавов /Соболев и др., 1983/.

Из приведенного обзора методики термобарогеохимии видны значительные возможности и хорошие перспективы ее применения для решения задач, связанных с генетическими проблемами.

При исследовании параметров минералообразования в процессах тектогенеза офиолитов нами использовались практически все рассмотренные выше методы термобарогеохимии. Среди них наиболее информативными оказались методы гомогенизации, криометрии и газовой хроматографии. С помощью методов термометрии (гомогенизации включе-

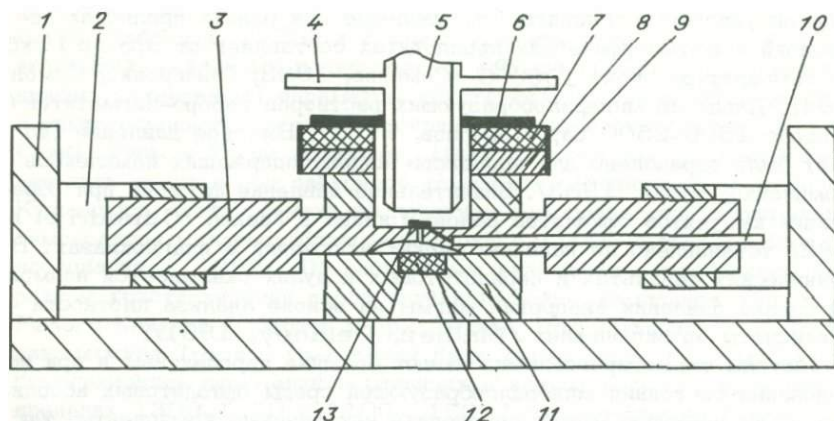


Рис. 6. Термокамера с инертной средой.

1 - открытый корпус (асбоцемент), 2 - пластинчатые токовводы (медь), 3 - силитовый стержень, 4 - водяное охлаждение объектива, 5 - объектив, 6 - жестяное кольцо, 7 - поролон, 8 - охлаждающая камера с проточной водой, 9, 11 - керамический корпус, 10 - вывод термопары, 12 - кварцевое окно, 13 - препарат.

ний минералообразующих сред) исследовался температурный режим формирования пород, входящих в офиолитовую ассоциацию. Криометрический анализ позволил судить о характере летучих в процессах деформаций тектонизированных гипербазитов и дал возможность оценить параметры существовавших при этом давлений. Для исследования флюидного режима развития всех членов офиолитовых ассоциаций использовался главным образом метод газовой хроматографии.

Для определения температуры кристаллизации методом гомогенизации из исследуемых пород и минералов готовились плоскополированные с обеих сторон пластинки толщиной 0,2-0,3 мм. Производилась предварительная визуальная оценка включений минералообразующих сред. Затем мелкие кусочки (2x2 мм) пластинок с отобранными включениями помещались в микротермокамеру, установленную на микроскопе и исследовались в процессе нагревания. Основной задачей при термометрическом изучении включений было определение температуры полной гомогенизации, соответствующей минимальной температуре минералообразования.

Большие трудности возникли при исследовании включений в оливинах офиолитовых гипербазитов. При высокой температуре, начиная с 800-1000°C, минерал темнеет, окисляясь на воздухе, и проводить дальнейшие наблюдения невозможно. Для предотвращения подобных процессов необходимо проводить эксперименты в инертной бескислородной среде. С этой целью была сконструирована, на основе силитового нагревателя /Михайлов, Шашкий, 1975/, микрокамера с нагревом препарата в атмосфере аргона (рис. 6). Керамический корпус тер-

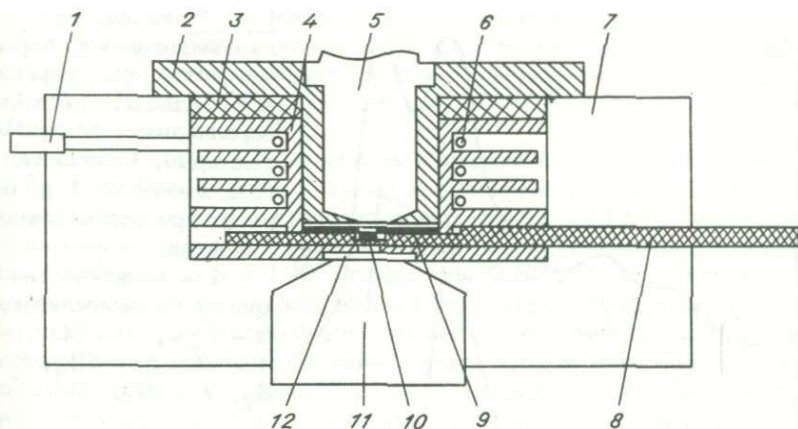


Рис. 7. Криокамера.

1 - трубка, подводящая азот, 2 - теплоизоляционный кожух объектива (пенопласт), 3 - изоляционная прокладка (пенопласт), 4 - охлаждающий корпус (латунь), 5 - объектив, 6 - нагреватель, 7 - корпус криокамеры (пенопласт), 8 - препаратоводитель, 9 - медная пластинка, 10 - препарат, 11 - конденсор, 12 - окно (оргстекло).

мокамеры крепится в центральной, фигурно выточенной части силицевого стержня. Сверху приклеен плоский охлаждающий корпус с проточной водой. Герметизация камеры производится с помощью поролоновой прокладки, которая прижимается специальным кольцом, припаянным к объективу. Объектив также охлаждается водой. Внутри термокамеры при проведении опытов поддерживается избыточное давление аргона, выходящего через поролоновое уплотнение. Очень малый объем рабочего пространства и постоянный ток аргона, часть которого непосредственно направлена на препарат, обеспечивает чистоту инертной среды и сохраняет прозрачность оливина до температуры 1450°C . Микрокамера с инертной средой показала надежную работу в диапазоне температуры от 20 до 1450°C .

При изучении минералов с помощью криометрии подготовленные тонкие пластинки образцов с отобранными включениями (такие же, как и в термометрии) помещаются в специальную микрокриокамеру, смонтированную на микроскопе. Включения замораживаются с помощью подачи в криокамеру жидкого азота с температурой $-195,8^{\circ}\text{C}$. Затем в процессе повышения температуры и оттаивания включений производится фиксация и анализ всех происходящих изменений. Замеряются температуры тройных точек, по которым можно диагностировать газы (например, тройная точка сосуществования газа, жидкости и твердого CO_2 наблюдается при температуре $-56,6^{\circ}\text{C}$). Фиксируются эвтектика (появление первых порций жидкости, плавление последнего кристаллика и т.д.). С помощью полученных криометрических характеристик можно

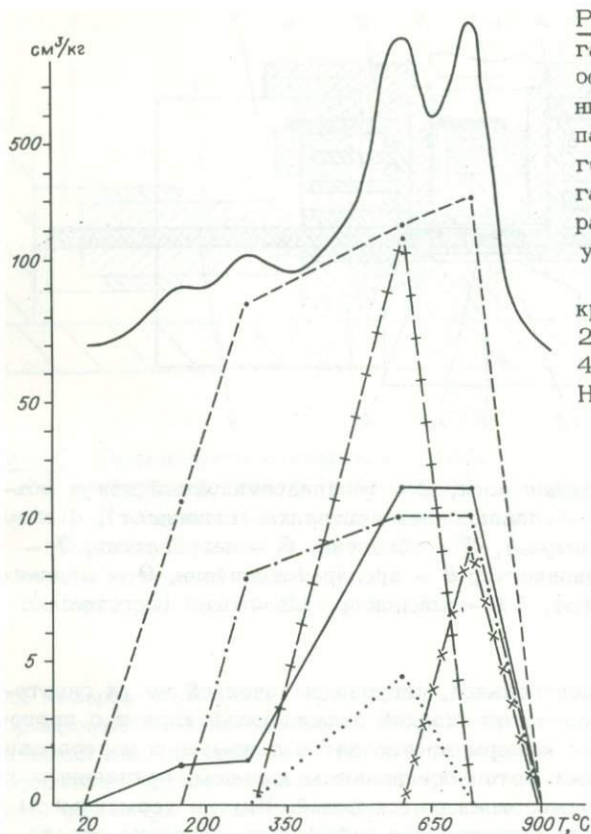
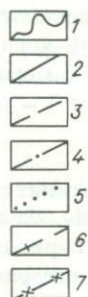


Рис. 8. Особенности газовыделения из пород офиолитов при нагревании (диабаз, комплекс параллельных даек, Мугоджары). Количество газа в см^3 на 1 кг образца при нормальных условиях.

1 - кинетическая кривая газовой выделению, 2 - H_2O , 3 - CO_2 , 4 - CO , 5 - CH_4 , 6 - H_2 , 7 - N_2 .



судить о составе, концентрации и плотности содержащегося включений.

Криометрические исследования включений в минералах из пород офиолитовой ассоциации проводились в специально сконструированной микрокриокамере (рис. 7), собранной из нескольких основных элементов: охлаждающий латунный корпус в виде радиатора плотно вставлен в теплоизоляционный пенопластовый корпус криокамеры; сбоку вводится препаратоводитель; с помощью пенопластового футляра объектив предохранен от переохлаждения; для улучшения качества изображения и освещенности объекта в камеру встроен конденсор. С целью ускорения оттаивания криокамеры и для работы в области положительных температур в охлаждающий корпус введен нагреватель.

Часть препаратоводителя, находящаяся внутри охлаждающего корпуса, сделана из латуни, сам препарат отделен от объектива медной пластинкой с отверстием в центре. Все это обеспечивает практически безградиентную в вертикальном и горизонтальном направлениях зону, в которой расположен препарат. Высокую точность и стабильность замеров обеспечивает применение вместо термодатчиков (бескорпусных кремниевых диодов и триодов). Основной отличительной особенностью криокамеры является то, что она постоянно закреплена на

столике микроскопа и объектив не вынимается. Все процессы перемещения, ввода и вывода изучаемого объекта производятся с помощью специального препаратоводителя. Микрокриокамера обладает широким рабочим диапазоном температуры от -195°C до $+50^{\circ}\text{C}$ с возможной точностью замеров $0,05^{\circ}\text{C}$.

Составы летучих в минералах и горных породах офиолитовых ассоциаций исследовались на газовом хроматографе. Газы извлекались из образцов с помощью постепенного нагрева до 1000°C . Предварительно исследовалась кинетика газовыделения на вакуумном декрепитометре ВД-3. Образец весом 100 мг, фракция 0,5–0,25 мм, нагревался в кварцевом реакторе декрепитометра при непрерывной откачке воздуха. Периоды наиболее интенсивного газовыделения фиксировались пиками падения вакуума в определенном температурном интервале. Затем аналогичная проба исследуемого образца анализируется на хроматографе. Газовый анализ проводится отдельно для каждого из выделенных на декрепитометре пиков. Строится график газовыделения, где приводится кинетическая кривая и составы газов отдельно для каждого из пиков. Пример подобного графика показан на рис. 8. В дальнейшем каждый из пиков газовыделения рассматривается с точки зрения возможного источника выделения сорбированной воды, разложения минералов и т.д. В результате определяются газы, наиболее вероятно связанные с выделением летучих из включений минералообразующих сред и из структуры минерала, которые можно считать захваченными в процессе роста кристаллов. Обычно это летучие, выделяющиеся при наиболее высоких температурах – ориентировочно $600\text{--}1000^{\circ}\text{C}$. Приведенная схема анализа летучих применяется для каждого исследуемого образца.

Глава 4. АНАЛИЗ КОНКРЕТНЫХ ОФИОЛИТОВ

В каждой офиолитовой ассоциации можно найти отражение определенных стадий ее формирования. Обобщив материалы по конкретным объектам мы имеем возможность сделать некоторые выводы о тектонической природе офиолитов. Например, офиолиты Тихама–Азир являются, очевидно, частью новообразованной земной коры симатического типа, которую можно непосредственно наблюдать и изучать на поверхности. Этап прекращения растягивающих движений можно проследить на примере офиолитов о-ва Шикотан, входящего в состав внешней невулканической дуги (Малая Курильская гряда) Курильской островной системы. Этапу инверсии и началу первых импульсов сжатия, судя по всему, соответствует офиолитовая ассоциация хр. Пекульной (Чукотка), приуроченная к переходной зоне океан – континент. Наконец, этап интенсивного сжатия, протрузий гипербазитов и формирования надвигов можно показать на примере внутриконтинентальных офиолитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау).

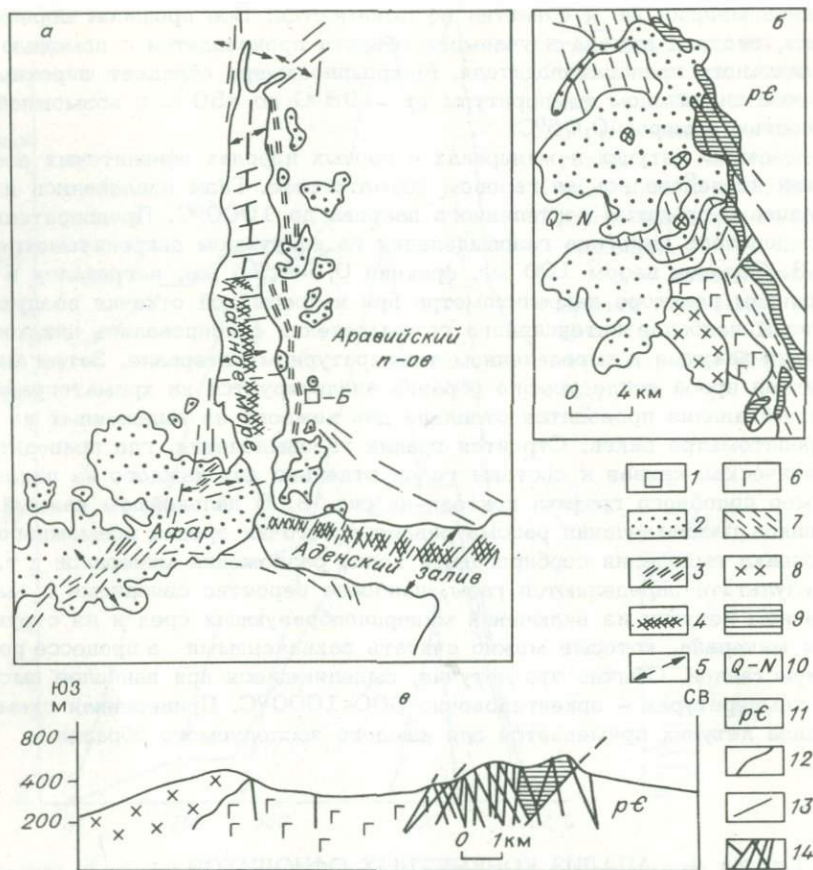


Рис. 9. Офиолиты Тихама-Азир. Схема (а, б) составлена на основе данных Р.Г. Колмана /1984а, б/. Разрез (в) составлен на основе схемы из статьи Р.Г. Колмана и др. /1979/.

1 - район офиолитов Тихама-Азир; 2 - основные эффузивы; 3 - дайковый пояс вдоль побережья Красного моря; 4 - примерные районы развития новообразованной симатической коры; 5 - направление растяжения; 6 - габбро, 7 - дайковый комплекс; 8 - гранодиориты; 9 - песчаники; 10 - береговые отложения (миоцен-голоцен); 11 - докембрийские образования; 12 - геологические границы; 13 - разломы; 14 - положение даек в разрезе.

К сожалению, не для всех приводимых примеров мы располагаем собственными наблюдениями, но офиолиты о-ва Шикотан, хр. Пекульней и Среднетерсинского массива детально исследовались нами с 1973 г. (полевые исследования на о-ве Шикотан проводились совместно с Г.А. Третьяковым, на хр. Пекульней - с О.Л. Морозовым).

Офиолиты Тихама-Азир. Под этим названием геологической служ-

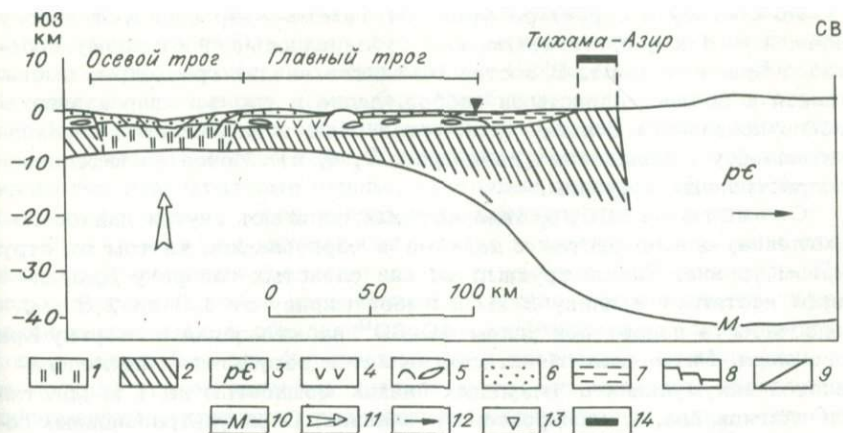


Рис. 10. Положение офиолитов Тихама-Азир в структуре восточной части Красноморского региона (на основе схемы Р.Г. Колмана /1984а/.

1 - новообразованная кора океанического типа; 2 - древняя кора, содержащая магматические комплексы офиолитов типа Тихама-Азир; 3 - докембрийская кора; 4 - эффузивы основного состава; 5 - соль, соляные купола; 6 - морские осадки; 7 - обломочные породы; 8 - сбросы в осевом трого Красного моря; 9 - разломы; 10 - граница Мохоровичича; 11 - подъем мантийного вещества; 12 - направление горизонтального растяжения земной коры; 13 - береговая линия; 14 - участок выхода на поверхность пород комплекса Тихама-Азир.

бой США выделены офиолиты на восточной прибрежной равнине Красного моря в пределах Саудовской Аравии /Coleman et al., 1975/ (рис. 9,а). К востоку от Красного моря, в 40 км восточнее Джизана, мезозойские и докембрийские метаморфические образования прорываются дайками северо-западного простирания, параллельными оси современного трого Красного моря. Положение офиолитов Тихама-Азир в развивающихся рифтогенных структурах Красного моря показано на разрезе, приведенном на рис. 10.

Позднемиоценовый наклон осадков прибрежной равнины и дайкового комплекса в сторону оси трого Красного моря и последовавшая за этим эрозия обнажили первичную границу между континентальной и океанической корой вдоль узкой зоны Тихама-Азир. Дайковый комплекс обнажается в едином поясе длиной приблизительно в 200 км от границы с Йеменом на севере до Эд-Дарба, где он прерывается разломом северо-восточного простирания. Р.Г. Колман и его соавторы /1979/ считают, что к востоку от Красного моря могут быть выделены две отдельные формы магматических проявлений, связанные с рифтогенезом: 1) параллельные дайки диабазов и ассоциирующиеся с ними слоистые габбро, базальты и гранофиры, которые образовались в процессе непрерывного спрединга; 2) кварцевые габбро-монцитовые дайки континентального типа, которые слагают отдельные тела, разделенные мощными линзами докембрийских пород.

По составу и структуре офиолиты Тихама-Азир образуют полосу шириной 4–8 км, протягивающуюся субпараллельно восточному побережью Красного моря. В состав офиолитов входят гранофиры, сменяющиеся к востоку слоистыми габбро, далее в том же направлении в габбро появляется большое количество даек, и наблюдается переход к комплексу параллельных даек (рис. 9, б, в). Менее значительно распространены эффузивы.

Слоистые габбро, тела которых залегают внутри дайкового комплекса, разновозрастны с дайками и образовались на том же структурном уровне. Самый крупный массив слоистых габбро у Джабал-Тирфа достигает в длину 8 км и имеет ширину от 1,5 до 2,5 км. Полосчатость падает под углом 40–60° на юго-запад в сторону Красного моря. Ритмичная слоистость является результатом последовательной аккумуляции в отдельных пачках мощностью до 1 м кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Слои ультраосновных пород отсутствуют.

Параллельные дайки слагают полосу шириной от 1 до 5 км. По простиранию она протягивается почти на 200 км. Эта полоса осложнена несколькими разломами северо-восточного простирания, характеризующимися левосторонними смещениями. Дайки имеют северо-западные простирания и прорывают осадочные породы палеозоя и мезозоя и подстилающий их докембрийский фундамент. По обнажениям вдоль русел временных потоков, пересекающих комплекс Тихама-Азир по направлению на юго-запад, можно проследить переход от даек, которые образуют зоны закалывания в песчаниках и вулканических потоках, до даек, которые не имеют каких-либо контактов с вмещающими породами. Этот резкий переход интерпретируется Р.Г. Колманом и его соавторами /1979/ как северо-восточное ограничение открытого рифта.

Дайки, ширина которых колеблется от 0,5 до 18 м, прорываются более молодыми телами, имеющими не менее 1 м в поперечнике. Обычно более древние дайки наклонены на северо-восток под углом 50–60°, тогда как пересекающие их молодые вертикальны или близки к вертикальным. Простирание даек субпараллельно и они образуют зоны закалывания друг в друге.

Выделяются два различных типа даек – тонкозернистые диабазы и лейкократовые риолиты. Их соотношение приблизительно 2:1. Диабазы образованы кальциевым плагиоклазом, клинопироксенами и железотитановыми окислами. Структура породы офиловатая, в которой клинопироксены заполняют пространство между лейстами плагиоклаза. Обычно в составе диабазов присутствует 52% плагиоклазов, 37 клинопироксенов и 1% железотитановых окислов; встречаются также оливин и гиперстен. Риолитовые дайки сложены в основном лейстами калиевых полевых шпатов, плагиоклазом и кварцем.

Эффузивы со слабо выраженной подушечной отдельностью залегают с падением на юго-запад под углом 50–60°. Эти лавы распространены далеко не везде и почти повсеместно прорваны параллельными дайками.

Гранофиры прорывают дайковый комплекс и слагают тела типа

штоков от 1 до 6 км в поперечнике. Соотношения между гранофирами и слоистыми габбро на уровне современного среза свидетельствуют о том, что первые не могут являться дифференциатами габброидов. Источником гранофириров может быть глубинная дифференциация первичной базальтовой магмы, или они являются частичным продуктом плавления глубинных частей коры. Гранофиры представляют собой среднезернистые лейкократовые породы, состоящие главным образом из взаимно прорастающих зерен кварца и кальциевого полевого шпата.

Дайки континентального типа характеризуют раннюю стадию рифтогенеза для значительной части региона Красного моря. Породы, слагающие дайки континентального типа, обычно средне- и крупнокристаллические и обладают широким разнообразием минералогического состава. Все они содержат кварц и плагиоклаз, важную роль в их составе играет калиевый полевой шпат. Эти минералы образуют гипидиоморфные структуры, плагиоклазы изменяются от An_{60} до An_{30} , а характерные сростки кварца и калиевых полевых шпатов редки. Биотит, клинопироксен и амфибол присутствуют во всех дайках в количестве от 10 до 30%. Железистые минералы, возможно магнетит-ильменит, составляют от 1,5 до 7,4% пород.

Гидротермальные изменения наблюдаются практически по всем породам, слагающим комплекс Тихама-Азир. Они отвечают различной степени низкотемпературных (150–400°C) гидротермальных изменений. В результате их воздействия образовалась ассоциация вторичных минералов, типичная для целитовой или зеленосланцевой фазии метаморфизма, при которой первичные магматические структуры полностью сохраняются.

Химические параметры комплекса Тихама-Азир и ассоциирующих с ним пород показывают, что, по-видимому, их первичная магма имела толеитовый состав. В связи с тем, что эти породы внедрялись вдоль первичного рифта в докембрийскую кору, они изменяли свой состав за счет ассимиляции вещества из древних образований и в меньшей степени за счет дифференциации.

Соотношение изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в габбро и параллельных дайках изменяется от 0,7031 до 0,7036 и возрастает в гранофирах от 0,7041 до 0,7057. Это указывает на то, что последние породы имели иные источники поступления изотопов по сравнению с первыми.

О генезисе офиолитов Тихама-Азир позволяют судить данные геохронологических измерений, показывающие, что раскрытие Красного моря сопровождалось синхронной вулканической активностью во всем регионе. Крутой наклон образований комплекса Тихама-Азир (так же, как и более древних образований) и позднемiocеновых отложений формации Байд в сторону Красного моря свидетельствует, что коровые растяжения и развитие впадины продолжались и после начальной стадии открытия трога 22–25 млн лет тому назад.

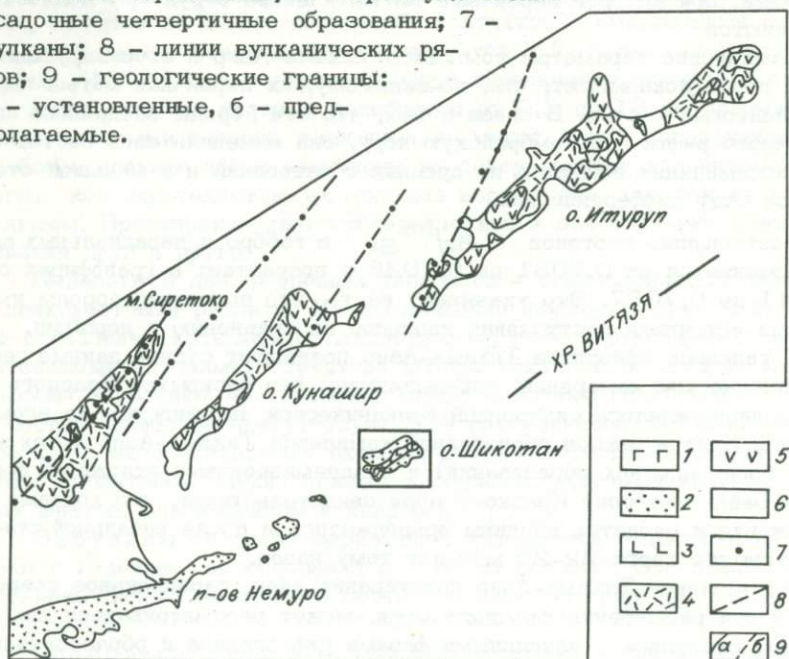
В комплексе Тихама-Азир простирание даек, параллельное современной оси расширения Красного моря, может рассматриваться как явление, связанное с начальными фазами рифтогенеза и образованием новой коры в результате спрединга. Хотя структурно полосчатые габ-

бро располагаются внутри дайкового комплекса, и образовались они в неглубокой магматической камере, петрологически и минералогически эти породы сходны со слоистыми габброидами других офиолитовых разрезов. Глубина эрозионного среза в районе недостаточна для вскрытия выходов более основных габброидов и перидотитовых кумулятов. Комплекс Тихама–Азир несомненно представляет собой часть разреза миоценовых офиолитов, хотя полный разрез этой ассоциации нигде не обнажен /Колман и др., 1979/.

Согласно геологическим данным, толчком к образованию древнего моря в Красноморском регионе послужило растяжение земной коры. В результате этого проявился бимодальный вулканизм и образовались внутриконтинентальные озерные бассейны. Ранние мафические щелочные по составу вулканические породы образовались из глубинных магматических расплавов, Лейкократовые вулканические и интрузивные породы явились результатом частичного расплавления участков основания расширяющейся коры. Р.Г. Колман /19846/ считает, что молодая маг-

Рис. 11. Схема геологического строения южной части Курильской островной дуги (составлена на основе схемы М.И. Стрельцова /1976/

1 – габброиды; 2 – верхнемеловые эффузивно-осадочные породы; 3 – эффузивный комплекс Ноторо–Томари (верхний мел – палеоген?); 4 – неогеновые эффузивно-осадочные породы; 5 – четвертичные вулканогенные образования; 6 – преимущественно осадочные четвертичные образования; 7 – вулканы; 8 – линии вулканических рядов; 9 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые.



матическая кора, примером которой является магматический комплекс Тихама-Азир, имеет сходство с океанической корой, так как образовалась из толеитовых магм с небольших глубин мантии.

Офиолиты о-ва Шикотан. Остров Шикотан расположен в южной части Курильской островной дуги и входит в состав Малой Курильской гряды, протяженность которой около 100 км (рис. 11). От о-ва Хоккайдо (п-ова Немуро) гряда отделена Советским проливом шириной около 8 км. Кроме о-ва Шикотан в состав гряды входят более мелкие острова: Полонского, Зеленый, Юрий, Анучина, Танфильева. На северо-востоке продолжением Малой Курильской гряды является хр. Витязя, который прослеживается практически до Камчатки. От Большой Курильской гряды Малая отделена мелководным Южно-Курильским проливом.

Характерной чертой островов Малой гряды, в отличие от Большой Курильской гряды, является отсутствие следов четвертичного вулканизма. Малая Курильская гряда занимает положение внешней невулканической островной дуги в общей Курильской островной системе. Острова Малой гряды образованы сравнительно малодифференцированными интрузивными и эффузивно-осадочными породами позднемелового возраста. Среди магматических образований преобладают разновидности основного состава (габбро, дайки диабазов, базальты). Структуры и породные комплексы островов прослеживаются в юго-западном направлении на п-ов Немуро (о-ов Хоккайдо). Структуры и формирования Большой Курильской гряды также протягиваются на юго-запад на п-ов Сиретоко о-ва Хоккайдо (рис. 11).

В общей структуре единой системы островная дуга — желоб, как это устанавливается для островных дуг /Зоненшайн, Савостин, 1979; Белоусов, 1982/, внешняя Малая Курильская гряда является приподнятым краем уступа, выведенной выше уровня моря верхней террасы на приостровном склоне глубоководного желоба. Она представляет собой блок коры океанического типа, являющегося фактически фундаментом, на котором заложена внутренняя вулканическая островная дуга Большой Курильской гряды.

Остров Шикотан наиболее крупный в составе островов Малой Курильской гряды. Сложен он в основном верхнемеловыми магматическими и осадочными образованиями. Структуру острова формируют габброиды, дайки и эффузивы преимущественно основного состава и эффузивно-осадочные породы (рис. 12).

Интрузии габброидов образуют крупные массивы на северо-востоке и юго-западе острова. Мелкие тела габброидов встречаются на тихоокеанском побережье в бухте Димитрова. Дайки, главным образом диабазовые, входят в состав комплекса параллельных даек /Меланхолина, 1978/ и протягиваются вдоль всего юго-восточного побережья острова. Нами установлено присутствие комплекса даек как в эффузивах, так и в габброидах на северо-востоке острова. Эффузивно-осадочные образования, преимущественно лавы, лавобрекчии и туфы, развиты на северо-западном и тихоокеанском побережьях. Комплекс преимущественно осадочных пород (песчаники, алевролиты и т.п.) обнажается в центральной пониженной части о-ва Шикотан. На



Рис. 12. Структурно-геологическая схема о-ва Шикотан. Составлена по материалам В.А. Симонова и Г.А. Третьякова с использованием схем К.Ф. Сергеева /1976/, М.И. Стрельцова /1976/,

Е.Н. Меланхолиной /1978/, В.К. Гаврилова и Н.А. Соловьевой /1973/, Л.М. Парфенова и др. /1983/.

1 - плагиоклазсодержащие перидотиты; 2 - габброиды; 3 - дайковый комплекс; 4 - дайки в габбро; 5 - эффузивно-осадочные образования верхнего мела; 6 - преимущественно осадочные образования верхнего мела; 7 - эффузивы комплекса Ноторо-Томари; 8 - разломы преимущественно северо-западного простирания; 9 - разломы северо-восточного простирания; 10 - осевые линии сравнительно пониженных участков; 11 - осевая линия главного водораздела; 12 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые, в - дизъюнктивные.

эффузивах осадочные отложения залегают в общем согласно. Центральный хребет в юго-западной половине острова слагают эффузивы (базальты, андезитобазальты) комплекса Ноторо-Томари, несогласно располагающиеся на более древних эффузивно-осадочных отложениях.

Взаимоотношения комплексов пород о-ва Шикотан удалось выяснить в общих чертах при более детальном исследовании северо-восточной части острова. На разрезе (рис. 13), проходящем через гору Шикотан, четко фиксируется субслоистое строение. Основание разреза представлено практически ультраосновными породами, переходящими в габброиды. Выше залегают эффузивы с комплексом даек. Верхняя часть разреза целиком представлена эффузивами. Похожая последовательность наблюдается при подъеме на гору Шикотан с се-

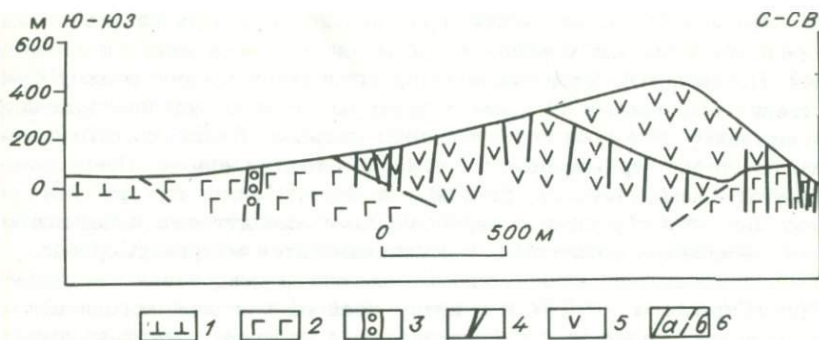


Рис. 13. Разрез через гору Шикотан на северо-востоке о-ва Шикотан.

1 - плагиоклазовые перидотиты, оливиновые габбро; 2 - габброиды; 3 - мощная дайка порфиритов в габбро; 4 - дайковый комплекс (вне масштаба); 5 - эффузивы (лавобрекчи); 6 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые.

веро-востока. Здесь в самом низу на уровне моря наблюдаются габброиды, рассекаемые комплексом даек, выше дайки входят в эффузивы, а у самой вершины наблюдаются одни эффузивы.

Субслоистое расположение породных комплексов, подчеркнутое близкопараллельным расположением геологических границ, находит отражение в рельефе. Эффузивы вершины горы Шикотан образуют вытянутый гребень, параллельно которому проходит ложбина, фиксирующая границу дайкового комплекса с эффузивами, далее наблюдается еще один гребень, параллельный предыдущему, сложенный комплексом даек в эффузивах.

Таким образом, мы имеем типичный разрез офиолитовой ассоциации, начинающийся с кумулятивных гипербазитов. Выше по разрезу залегают габброиды, сменяемые дайковым комплексом и эффузивами. Разрез практически не нарушен и находится в первичном субслоистом залегании, с характерным для офиолитов замещением снизу вверх глубинных интрузивных образований менее глубинными и приповерхностными породами.

Геологическое строение о-ва Шикотан во многом определено развитием дизъюнктивных дислокаций. Сеть разломов формирует блоковое строение острова. На основе собственных наблюдений и имеющихся схем /Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976/ и главным образом с помощью дешифрирования космических и аэрофотоснимков (работа проводилась совместно с Г.А. Третьяковым), выявлены некоторые закономерности расположения и развития основных разломов и других структурных элементов острова (см. рис. 12).

На острове отчетливо выделяются три системы разломов и связанных с ними структур. Первая система ориентирована вдоль удлинения о-ва Шикотан в северо-восточном направлении. С ней связана линейность основных форм рельефа: простираение северо-западной и

юго-восточной береговых линий, простираение осевой линии главного водораздела и полосы морской террасы вдоль тихоокеанского побережья. По разломам этой системы протягивается граница между существенно осадочными толщами и преимущественно вулканогенными образованиями юго-восточной половины острова. Дайки притихоокеанского побережья ориентированы согласно этим разломам. Природа рассматриваемых разломов до конца не ясна. Возможно, что часть из них является сбросами с вертикальными амплитудами перемещения от нескольких десятков до нескольких сотен метров /Сергеев, 1976/. С развитием этих разломов связано формирование массивов габбро /Стрельцов, 1976/ и в целом всей офиолитовой ассоциации о-ва Шикотан. Разломы и субпараллельные трещины северо-восточного простираения служили подводными каналами для поступления магматического материала. В общем режиме растяжения формировались комплексы даек и эффузивы. Движения по этой системе дислокаций происходили и после формирования основных породных комплексов, что привело практически к "клавишному" строению острова — образованию по крайней мере трех субпараллельных вытянутых блоков, смещенных по вертикали относительно друг друга. Это блок северо-западной части острова с общим максимальным падением эффузивно-осадочных пород к юго-востоку, относительно приподнятый блок центральной части острова и узкая блок-терраса тихоокеанского побережья.

Вторая, более поздняя система разломов, ориентирована в северо-западном направлении (см. рис. 12), вкрест простираения основных структурных элементов острова. С этими поперечными разломами связано образование узких бухт, протягивающихся в юго-восточном направлении. Наблюдаются значительные амплитуды горизонтального перемещения по разломам рассматриваемой группы. Величина горизонтального сдвига, определенная по смещению геологических границ, достигает 1–2 км.

Наиболее поздняя система разломов, зафиксированная главным образом с помощью космических и аэрофотоснимков, имеет северо-северо-восточное простираение, несколько под углом к удлинению острова. В общем осевые линии зон относительно пониженных участков острова совпадают с преобладающим направлением этих разломов. Наблюдается практически полное соответствие ориентировки рассматриваемых разломов направлению линий вулканических цепочек в районе Большой Курильской гряды, трассирующих глубинные разломы (см. рис. 11, 12).

Из краткого анализа дизъюнктивных дислокаций о-ва Шикотан можно сделать некоторые предварительные выводы.

1. Наиболее ранняя продольная система разломов связана с формированием основной структуры острова (земной коры в районе острова, отвечающей по характеристикам офиолитовой ассоциации) и является в то же время причиной возникновения магматических образований в режиме растяжения. Более поздние подвижки по этой системе разломов привели к формированию протяженных блоков, смещен-

ных друг относительно друга по вертикали. Блоки параллельны друг другу и в общем соответствуют простиранию глубоководного желоба. В целом, как и весь остров, они являются уступами на приотровном склоне желоба.

2. Развитие второй поперечной системы разломов может быть связано с неравномерными подвижками отдельных участков в сторону желоба, в результате чего мы наблюдаем сдвиги с довольно значительными амплитудами.

3. Возникновение третьей системы дизъюнктивов на о-ве Шикотан произошло в результате воздействия процессов формирования мощных разломов и связанных с ними линий вулканов на Большой Курильской гряде.

Гипербазиты обнажены в наиболее глубоко вскрытых эрозийных участках Северо-Восточного массива габбро (р. Отрада) и представлены плагиоклазовыми перидотитами (55–60% оливин + 25–30% моноклинный пироксен + до 10% плагиоклаз + до 5% ромбический пироксен + магнетит), которые постепенно с уменьшением количества оливина через оливиновые габбро переходят в обычное габбро.

Методами термоморфохимии исследованы включения минералообразующих сред в оливине плагиоклазовых перидотитов. Расплавные включения располагаются равномерно по зерну минерала. По типу они – первичные. Размеры от 6 до 30 мкм. Формы овальные, эллипсоидальные, почти круглые. Включения многофазовые: основной объем занимает светлое прозрачное стекло (?) + несколько анизотропных кристалликов + газовый пузырек (см. Прил. фото 1, а, б). При исследовании в микротермокамере с инертной средой видно, что начиная с 1050°C появляется каемка светлого расплава, при 1100–1140°C плавятся кристаллики и четко обособляются несколько газовых пузырьков. Около 1430°C во включениях наблюдаются обычно 1–2 маленьких газовых пузырька и несколько очень мелких точек кристалликов. Температура полной гомогенизации включений по всей вероятности на 10–20°C выше уровня 1430°C.

Габброиды формируют на о-ве Шикотан крупные массивы (на его северо-востоке и юго-западе), а также слагают мелкие тела в районе бухты Димитрова. Форма массивов близка в плане к изометричной. С внутренней стороны острова форма контролируется разломами. Контакты габброидов с вмещающими эффузивно-осадочными породами почти повсеместно тектонические. Зоны контактового метаморфизма не выявлены как предыдущими исследователями /Меланхолина, 1978/, так и нами. В Малокурильской бухте М.И. Стрельцову /1976/ удалось наблюдать приконтактовое ороговивание песчаников и алевритов.

Состав габброидов довольно многообразен. Северо-восточный массив сложен главным образом массивными и полосчатыми габбро-норитами (50% плагиоклаз + 30–35% моноклинный пироксен + 15–20% ромбический пироксен + роговая обманка, магнетит), часто переходящими в оливиновые габбро-нориты (оливина до 10–15%). Широко распространены обычные габбро и габбро-порфириты с крупными (до

0,5–1,0 см) порфиrowыми выделениями округло ограниченного зонального моноклининого пироксена. На самом северо-восточном побережье, около бухты Цунамистов, встречены биотитовые (до 10% слюды) габбро-нориты и габбро-диориты. В приконтактовой зоне на юго-западе массива развиты очень мелкозернистые закалочные габбро-нориты. Юго-западный массив также сложен в основном габбро-норитами, переходящими в обычные габбро и габбро-порфириты. Очень характерна полосчатая структура.

Полосчатые и массивные габброиды бухты Димитрова в значительной мере деформированы. Здесь представлены обычные габбро, габбро-нориты, лейкократовые габбро, габбро-диориты.

В целом, судя по наиболее изученному Северо-Восточному массиву, для габброидов о-ва Шикотан характерно следующее: 1) габброиды с перидотитами образуют фундамент офиолитов острова; 2) габброиды характеризуются субстратифицированным залеганием с плагиоклазовыми перидотитами в наиболее глубинных частях.

Включения минералообразующих сред исследовались в минералах оливиновых габбро, нормальных габбро и габбро-норитов.

В оливиновых габбро первичные включения расплавов были найдены в оливине и моноклинином пироксене. В оливине включения расплавов азональные, равномерно располагаются по чистому зерну. Размеры 5–15 мкм. Включения округлые, немного вытянутые, многофазовые. В одних наблюдается несколько темных и светлых анизотропных кристалликов. Другие содержат в основном стекло светлое, прозрачное, с четким круглым газовым пузырьком и несколькими игольчатыми кристалликами. Существуют различные промежуточные типы включений. При нагреве в термокамере около 1050°C начинают изменяться и подплавляться кристаллические фазы. С 1150°C в расплаве появляются маленькие газовые пузырьки. При температуре 1380–1420°C во включениях существуют в расплаве маленькие уменьшающиеся газовые пузырьки. Температура полной гомогенизации исследованных включений немного выше 1380–1420°C.

В моноклинином пироксене многочисленные расплавные включения часто располагаются зонами, полосами. Размеры включений 10–15 мкм. Формы включений округлые, иногда ограниченные, похожие на вытянутые шестигранники. Включения многофазовые: несколько анизотропных кристалликов и зажатые между ними газовые пузырьки (см. Прил. фото 1, в, г). Около 800°C включения становятся более темными, их границы более четкими. При 1050–1100°C по краям включений появляется кайма темного расплава. Часто при 1120–1150°C газовый пузырек гомогенизируется в темном расплаве. В интервале 1150–1250°C многие включения взрываются, выбрасывая часть содержимого на поверхность пластинки, что свидетельствует о высоком внутреннем давлении летучих. Полная гомогенизация в светлый расплав осуществляется в интервале 1300–1315°C.

В обычном габбро включения исследовались в моноклинином пироксене и плагиоклазе. В пироксене они азональные, светлые, прозрачные, округло-ограниченные. Размеры 10–15 мкм, с маленькими газо-

выми пузырьками. Начинают изменяться при 1030°C – появляется кайма темного расплава. При 1240°C некоторые включения взрываются. Полная гомогенизация наблюдается около 1270–1310°C.

В плагиоклазе исследовались отдельные зональные включения в форме удлинённых прямоугольников, параллелограммов (10–15 мкм). Включения содержат в основном темные фазы + несколько анизотропных кристалликов (см. Прил. фото 1, з). Начиная с 1000°C кристаллические фазы изменяются, подплавляются. Около 1200°C в светлом расплаве несколько темных мелких фаз. В наиболее крупных включениях при 1250°C в расплаве наблюдаются газовые пузырьки и 1–2 точки кристалликов. Большинство включений становятся гомогенными при 1260–1300°C. Серия включений имеет температуру гомогенизации 1350–1360°C.

В габбро–норитах включения расплавов содержат ромбический и моноклинный пироксен, плагиоклаз. В ромбическом пироксене включения располагаются отдельными группами по несколько включений размерами от 10–15 и до 40 мкм. Включения округлые, часто в виде шести- и восьмигранников. Многофазовые: несколько анизотропных таблитчатых кристалликов + газовый пузырек (см. Прил. фото 1, д, е). Из-за потемнения ромбического пироксена в процессе нагревания, исследования включений проводились в микротермоанализаторе с инертной средой. При 1010–1050°C изменяются кристаллики, около 1100–1150°C плавятся кристаллические фазы, затем растворяются газовые пузырьки в расплаве. Последние кристаллики исчезают в расплаве при 1180–1225°C. Более крупные включения становятся гомогенными около 1300–1315°C.

В моноклинном пироксене включения (5–10 мкм) равномерно располагаются в зерне минерала. Форма включений округлая, изометричные четырехугольники. Многофазовые со множеством светлых и темных фаз. Температура полной гомогенизации выше 1170°C.

В плагиоклазе многочисленные включения часто буквально пропитывают минерал. Большинство включений ориентировано вдоль полосок полисинтетических двойников. Здесь наблюдаются наиболее крупные (до 60 мкм) включения, мелкие включения (3–6 мкм) формируют цепочки, перпендикулярные к направлению двойников. В отдельных случаях включения располагаются по зонам роста, оконтуривая центральную часть зерна (см. Прил. фото 1, ж). Форма включений – вытянутые таблички, прямоугольники. Многофазовые: основную светлую массу занимают кристаллики плагиоклаза + удлиненные таблитчатые кристаллики гиперстена с коричнево-розовым плеохроизмом + светло-зеленый моноклинный пироксен + несколько темных фаз. При нагреве около 970–1030°C начинают деформироваться и подплавляться. Начиная с 1050–1080°C округляются и оформляются газовые пузырьки, иногда до трех в одном включении. При 1090–1110°C плавятся, тают кристаллические фазы. Около 1200°C полностью расплавляется гиперстен, и во включениях плавают в светлом расплаве один-два газовых пузырька и несколько очень мелких кристалликов. При 1210–1230°C десятки мелких (3–6 мкм) включений в основной системе и в перпендику-

лярных цепочках полностью гомогенизируются. Включения размером 10–20 мкм имеют температуру гомогенизации 1250–1270°C. Полная гомогенизация наиболее крупных (25–50 мкм) включений наступает при 1280–1320°C.

Такой разброс температур можно объяснить двумя причинами: во-первых, кристаллизацией плагиоклаза в широком диапазоне снижающейся температуры; во-вторых, как неоднократно устанавливалось при изучении включений минералообразующих сред, истинную информацию о температуре и составе кристаллизационной среды дают наиболее крупные включения. В данном случае, по всей вероятности, действуют оба фактора. Основная масса плагиоклаза образовалась при наиболее высокой температуре (до 1320°C), но кристаллизация минерала продолжалась и при ее снижении до 1210°C.

В целом исследование включений минералообразующих сред в минералах гипербазитов и габброидов показало, что породы кристаллизовались из высокотемпературных силикатных расплавов в широком диапазоне температуры (1180–1450°C). Наиболее высокая температура характерна для оливинов гипербазитов и оливиновых габбро. Температура минералообразования закономерно снижается от ультраосновных пород через переходные разности (оливиновые габбро) к габбро и норитам.

Дайки основного состава, формирующие дайковый комплекс, наиболее распространены в зоне тихоокеанского побережья, где они были выделены впервые в качестве самостоятельного комплекса Е.Н. Меланхолиной /1978/. Многочисленные дайки также можно встретить в районе Северо-Восточного массива габбро. Значительно реже наблюдаются дайки, связанные с Юго-Западным массивом и на северо-западном побережье.

Комплекс параллельных даек протягивается полосой шириной 1–2,5 км вдоль юго-западного побережья (см. рис. 12). Здесь дайки очень четко выражены в рельефе, формируя ребристые скальные борты узких бухт и удлиненные гребни на многочисленных мелких островах, расположенных вдоль берега. Общее простирание даек обычно выдержано в северо-восточном направлении и хорошо совпадает с наиболее ранней продольной системой разломов (см. выше). Дайки прорывают эффузивы (туфы, лавы), а также габброиды. Располагаются обычно субвертикально, но значительно распространены и наклонные дайки, падающие под углами 35–60° к северо-западу. Наблюдаются как одиночные дайки мощностью от десятков сантиметров до первых метров, так и серии рвущих друг друга даек с четкими зонами закалки. Можно выделить несколько генераций разновозрастных даек. В составе даек преобладают порфиroidные долериты, диабазы, часто встречаются полевошпатовые порфириты и повсеместно распространенные обычные долериты и диабазы.

Габброиды Северо-Восточного массива прорваны протяженными (прослеженными по крайней мере на несколько сот метров) субпараллельными дайками долеритов, долеритовых порфиритов и диабазов. Встречаются очень мощные (несколько десятков метров) дайки по-

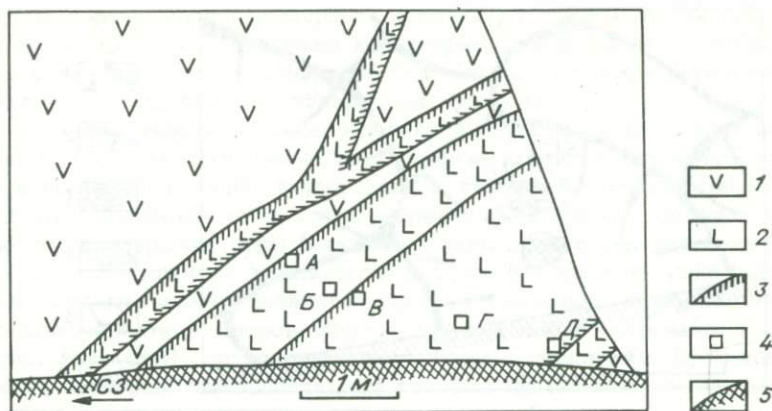


Рис. 14. Комплекс параллельных даек в бухте Димитрова (зарисовка скального обнажения).

1 - базальтовые потоки; 2 - дайки диабазов; 3 - границы даек с закалочными зонами; 4 - точки отбора образцов; 5 - осыпь.

левошпатовых порфиритов с крупными (4–6 мм) плагиоклазовыми вкрапленниками в очень мелкозернистой основной массе. Дайки среди эффузивов представлены в различной степени измененными долеритовыми порфиритами, долеритами и диабазами. Редкие дайки в районе Юго-Западного массива представлены обычно различными порфиритами.

Наиболее детально методами термобарогеохимии исследовались параллельные дайки бухты Димитрова (рис. 14). Включения минералообразующих расплавов были найдены в моноклинных пироксенах из закалочной зоны и из центра дайки первой генерации и в приконтактных зонах закалки дайки второй генерации, рвушей первую дайку. Включения во вкрапленниках моноклинного пироксена закалочной зоны первой дайки (см. рис. 14, обр. А) располагаются главным образом в прямолинейных зонах близ границ кристаллов. Размеры включений 20–30 мкм. Округлые, эллипсоидальные. Многофазовые: светлые зеленоватые кристаллики моноклинного пироксена + несколько темных фаз (см. Прил. фото 2, а,б). При 900–930°C изменяются фазы, образуется газовый пузырек. Около 1180°C основной объем занимает светлый расплав. В нем наблюдается несколько мелких кристаллических фаз и газовый пузырек. Некоторые включения становятся гомогенными при 1200–1210°C. Подавляющая масса включений имеет температуру гомогенизации 1240–1260°C.

В моноклинном пироксене центральной части (см. рис. 14, обр. Б) дайки многофазовые включения (см. Прил. фото 2, в) по внешнему виду и расположению практически идентичны включениям, описанным выше. Полная гомогенизация наблюдается при 1235–1250°C, т.е. температура практически та же, что в приконтактной зоне закалки.

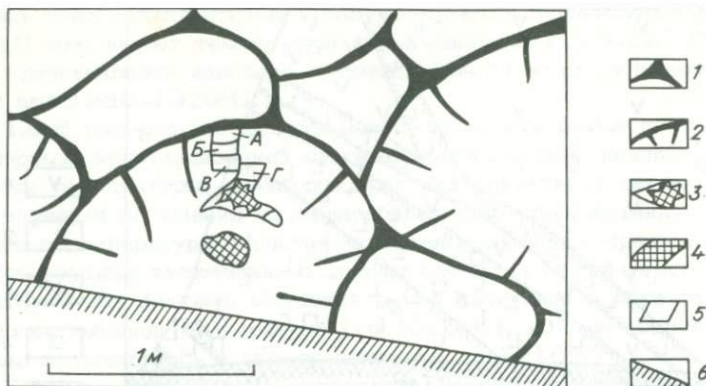


Рис. 15. Пиллоу-лавы в бухте Крабовой.

1 - границы подушек и межподушечное пространство, заполненное обычно голубой яшмой; 2 - трещины; 3 - внутренняя жеода с кристаллами гейландита и кальцита в центре; 4 - преимущественно кальцит в жеоде; 5 - точки отбора образцов; 6 - осыпь.

Мелкие (1-1,5 мм) ограненные вкрапленники моноклинного пироксена закальной зоны второй дайки (см. рис. 14, обр. В) содержат в центральных частях округлые многофазовые включения расплавов (10-20 мкм). Границы включений неровные. Наблюдаются отчетливые обособленные газовые пузырьки. По этим признакам они явно отличаются от включений в первой дайке. Начиная с 950°C изменяются фазы. При 1150°C в светлом расплаве наблюдаются газовый пузырек в центре включений и темные мелкие фазы по краям. Полная гомогенизация наступает при 1205-1215°C.

В минералах хорошо раскристаллизованной центральной части дайки включения минералообразующих сред не были найдены, что в какой-то мере может свидетельствовать о более спокойной обстановке кристаллизации расплава.

Во вкрапленниках клинопироксена другой закальной зоны контакта (см. рис. 14, обр. Д) включения расплавов по внешнему виду и поведению в процессе нагревания очень похожи на включения с другого контакта этой же дайки. Температура гомогенизации здесь несколько выше (1225-1250°C).

В целом можно сказать, что температура кристаллизации минералов в изученных дайках практически одинакова. Обращает на себя внимание следующее: северо-западные приконтактные зоны в обеих дайках более низкотемпературные.

Эффузивы на о-ве Шикотан распространены вдоль северо-западного и юго-восточного побережий, а также в центральной части острова, особенно в районе гор Ноторо и Томари. Предыдущими исследователями /Гаврилов, Соловьева, 1973; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976; и др./ было установлено, что эффузивы северо-запада

острова формировались в морских условиях, в то время как для пород юго-восточного побережья характерна субаэральная и прибрежно-морская обстановка. Эффузивы гор Ноторо и Томари образовались, вероятнее всего, тоже в субаэральных условиях.

В состав эффузивов северо-западной части острова входят в основном базальты с крупными порфировыми вкрапленниками плагиоклазов и пироксенов, туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты. Часто наблюдаются переходы от лав к лавобрекчиям, которыми сложена практически вся вершина горы Шикотан. Очень характерна для базальтов шаровая и подушечная отдельность. В бухте Крабовой подушки (рис. 15) порфировидных черных базальтов слагают скальные стенки высотой несколько десятков метров. Внутри подушек часто встречаются миндалины (пустоты), заполненные кальцитом и цеолитами. В межподушечном пространстве преобладают голубые яшмы. Все это свидетельствует о подводном характере формирования базальтов.

На юго-восточном побережье развиты практически те же самые породы, что и на северо-западе: базальты, порфировидные базальты, туфы, туфобрекчии и т.д. Отличаются они тем, что формировались в субаэральных и прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют красноцветные корки, плохая окатанность и сортировка материала, преимущественное отсутствие ясной слоистости и, наконец, находки окаменелых древесных остатков.

Эффузивы комплекса гор Ноторо и Томари — наиболее поздние на острове и перекрывают все предшествующие образования. Сами горы, вероятнее всего, являются остатками крупного вулкана с кальдерой, которая вплоть до настоящего времени довольно отчетливо выражена в рельефе. Породы, слагающие гору Ноторо, представлены базальтами, порфировидными базальтами с плагиоклазовыми вкрапленниками, туфами, туфобрекчиями.

Методами термобарогеохимии исследовались включения минералообразующих сред в минералах подушечных лав бухты Крабовой на северо-западном побережье, в лавобрекчиях горы Шикотан и в базальтах горы Ноторо.

В подушечных лавах изучались минералы из краевой закальной корки подушки (см. рис. 15, обр. А) и из центральной части. В моноклинном пироксене из края подушки расплавные включения (8–15 мкм) располагаются по зонам вдоль граней вкрапленников. Включения содержат множество мелких, трудно диагностируемых в отдельности фаз. Начиная с 1040–1100°C во включениях развивается расплав. Полная гомогенизация в светлый расплав наблюдается при 1170–1190°C.

В плагиоклазе включения располагаются в центральных частях, ориентируясь в одном направлении, и в зонах роста. Размеры 5–25 мкм. Формы включений прямоугольные, округлые. При комнатной температуре включения темные, черные. При температуре около 1050–1090°C среди темной массы появляются участки светлого расплава, при 1110°C обычно обособляется газовый пузырек и несколько кристаллических фаз плавают, уменьшаясь, в светло-желтовато-зеленом расплаве, очень трудно отличимом от плагиоклазовой матрицы. Полная гомогенизация наступает при 1160–1180°C.

Во внутренних частях подушки (см. рис. 15, обр. Г) вкрапленники моноклинного пироксена содержат расплавные включения (10–20 мкм), которые равномерно располагаются по минералу, а также формируют прямолинейные зоны. Формы округлые, овальные. Включения многофазовые: светлое стекло + несколько мелких темных фаз; либо несколько анизотропных кристалликов + темные фазы + четкий газовый пузырек (см. Прил. фото 2,д). Начиная с 950–1070°C изменяются кристаллики, при 1100–1130°C во включениях увеличивается доля расплава. В интервале 1190–1215°C наступает полная гомогенизация.

В плагиоклазе многочисленные включения (5–15 мкм) отчетливо приурочены к зонам роста (см. Прил. фото 2,г) или занимают равномерно весь центр кристалла. Обычно прямоугольные, вытянутые в одном направлении. Включения темные, очень мелкие. При 1000–1030°C подплавляется содержимое включений, около 1080–1120°C в светлом желтоватом расплаве наблюдается газовый пузырек и уменьшаются кристаллики. При 1130–1150°C включения гомогенизируются.

Результаты проведенных исследований показывают, что температура кристаллизации пироксена несколько увеличивается от края к центру подушки, а плагиоклаза — уменьшается.

Интересно было выяснить различия в температурном режиме кристаллизации темных и светлых округлых обломков у лавобрекчий горы Шикотан. В клинопироксене темных обломков включения расположены вдоль зон роста. Их размеры 10–15 мкм. Форма округлая, с некоторой огранкой. Многофазовые, без четких газовых пузырьков. Температура гомогенизации 1165–1175°C. Вкрапленники клинопироксена светлых участков содержат включения (см. Прил. фото 2,е), аналогичные вышеописанным, с температурой гомогенизации 1160–1190°C. Плагиоклаз, многочисленные белые вкрапленники которого создают светлый фон породы, содержат в зонах роста очень мелкие (3–6 мкм) многофазовые включения. Формы включений близки к квадратным, прямоугольным. Температура гомогенизации 1150–1160°C. Таким образом, независимо от характера обломков, вкрапленники минералов кристаллизовались в одном температурном интервале 1150–1190°C.

Температурный режим кристаллизации комплекса пород Ноторо — Томари исследовался на примере базальтов, отобранных на горе Ноторо. В моноклинном пироксене включения расплава располагаются равномерно по всему вкрапленнику. Размеры 5–20 мкм. По форме близки к вытянутым прямоугольникам, часто округлые. Многофазовые: прямоугольные кристаллики клинопироксена + прозрачное стекло, в котором располагаются газовый пузырек и несколько мелких темных фаз (см. Прил. фото 2,ж). Начиная с 970–1000°C подплавляются кристаллические фазы. При 1150°C тают в светлом расплаве кристаллики. Полная гомогенизация наблюдается при 1220–1240°C.

В плагиоклазе включения (10–15 мкм) занимают центр кристалла и прямолинейные зоны, субпараллельные граням. Формы округлые, часто близки к прямоугольным. Многофазовые: основной объем зани-

мает зеленовато-бурое стекло и несколько светлых анизотропных кристалликов плагиоклаза + темные фазы и газовый пузырек (см. При фото 2,з). При температуре 950°C буроватое стекло несколько светлеет и становится более зеленым. Начиная с 1140°C темное стекло и кристаллики плавятся в светлом расплаве, по показателю преломления близком к плагиоклазовой матрице, поэтому становится трудным различать границы включений. Включения становятся полностью однородными при 1240-1250°C.

Исследование включений в минералах базальтов горы Ноторо выявило отличие от результатов, полученных при изучении подушечных лав и лавобрекчий. Включения в плагиоклазах горы Ноторо содержат бурое стекло, не характерное для подушечных лав и лавобрекчий. Цвет стекла достаточно определенно свидетельствует об окислительной обстановке, существовавшей при становлении базальтов горы Ноторо, т.е. субаэральных (?) условиях. Наиболее существенное отличие состоит в том, что температура кристаллизации базальтов горы Ноторо практически на 100°C выше, чем у других исследованных эффузивов.

Особенности генезиса. Анализ геологической истории /Стрельцов, 1976/ показал, что в позднемеловое время район Малой Курильской гряды испытал значительные нисходящие движения, сопровождавшиеся накоплением в трогге, имевшем северо-восточное простирание, отложений мощностью до 6 км. С направлением общего простирания трогообразного прогиба совпадает ориентировка простирания продольных разломов на о-ве Шикотан и п-ове Немуро (о-в Хоккайдо), а также разломы, выделяемые по данным батиметрии и геофизических исследований /Стрельцов, 1976/.

В.Н. Аверьянова /Стрельцов, 1976/ в результате анализа распределения сейсмодислокаций в земной коре и верхней мантии, пришла к выводу, что западному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба свойственны в основном сбросово-сдвиговые дислокации. Учитывая представление о динамике образования глубинных сбросов, предполагается /Стрельцов, 1976/, что район Малой Курильской гряды находился значительное время в режиме растяжения.

Таким образом, данные по геологическому развитию района и сбросовому характеру распространенных в нем разломов, вместе с наличием слабой пликвативной дислоцированности образований верхнего мела и "рыхлых осадков" западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба /Стрельцов, 1976/, указывают на формирование структур Малой Курильской гряды в условиях растяжения. Результаты наших исследований также подтверждают эти выводы.

Исследования вещественного состава пород показали, что структура о-ва Шикотан образована последовательно сменяющимися комплексами: гипербазиты - габбро - дайки основного состава - эффузивы преимущественно основного состава, что дает основание говорить о существовании на данном участке зоны растяжения, сопряженной с глубинными разломами, которые служили каналами для поступления основной магмы. Результаты изучения ксенолитов в базальтах свидетельствуют о глубинных источниках базальтовых расплавов /Фе-

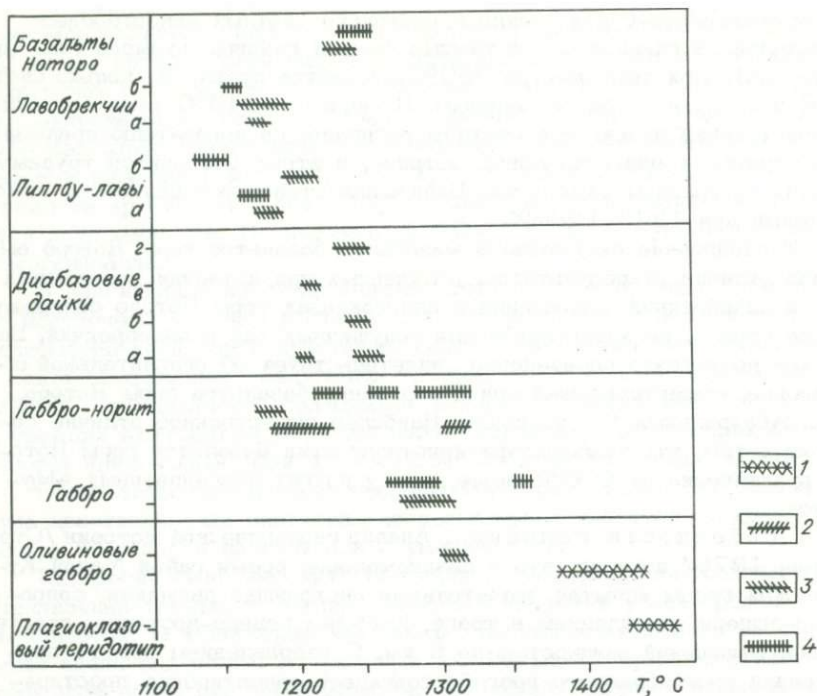


Рис. 16. Температуры образования пород офиолитовой ассоциации о-ва Шикотан (по данным исследования расплавных включений).

1 - оливин; 2 - ромбический пироксен; 3 - моноклинный пироксен; 4 - плагиоклаз.

Диабазовые дайки: а - первая генерация, зона закалки; б - первая генерация, центр дайки; в - вторая генерация, зона закалки контакта, рвущего первую генерацию; г - вторая генерация, второй закалочный контакт; пиллау-лавы: а - внешняя закалочная зона подушки, б - внутренняя зона подушки; лавобрекчии: а - темноцветные обломки, участки, б - светлые участки.

дорченко, Родионова, 1975/, а состав ксенолитов (амфиболиты по пироксенитам и габбро, габбро и серпентиниты) - о том, что магма поступала из подкорových частей верхней мантии или из нижних земной коры. Высокая температура кристаллизации перидотитов (выше 1430°C) и габброидов (до 1320-1350°C, рис. 16) также предполагают глубинное, мантийное происхождение магмы.

Наличие на о-ве Шикотан комплекса параллельных даек, имеющих главным образом северо-восточное простирание, является свидетельством существования режима растяжения при формировании структурно-вещественного комплекса.

Анализ дизъюнктивных дислокаций образований о-ва Шикотан показал тесную связь между наиболее ранней продольной системой

разломов северо-восточного простирания с формированием общей структуры. С ними связывается образование габброидных массивов, и этими же разломами контролируется формирование дайкового комплекса.

Можно выделить некоторые основные положения развития структуры офиолитовой ассоциации на о-ве Шикотан:

1. В позднемеловое время на месте Малой Курильской гряды в условиях растяжения существовала рифтовая зона северо-восточного простирания, выражавшаяся в рельефе системой грабенных, которые служили местом осадконакопления. По глубинным разломам поступали мантийные магмы, формировавшие офиолитовую ассоциацию (гипербазиты – габброиды – эффузивы).

2. Расплавы, формировавшие офиолитовую ассоциацию, закономерно эволюционировали в температурном режиме в широком диапазоне от более чем 1430 до 1130°C. Температура кристаллизации пород последовательно снижалась при переходе от глубинных образований к гипабиссальным и эффузивам (см. рис. 16). Гипербазиты и переходные оливиновые габбро имеют максимальную температуру минералообразования свыше 1430°C. В габброидах наиболее высокая температура достигала 1320°C, в породах дайкового комплекса – 1260, в эффузивах около 1180–1200°C.

Из общей картины температурного режима формирования офиолитов отчетливо выделяются эффузивы комплекса Ноторо – Томари с температурой образования до 1250°C. Возможно, это свидетельствует об их автономности, независимости от общей последовательности формирования пород офиолитовой ассоциации о-ва Шикотан.

3. После формирования в режиме растяжения Малая Курильская гряда и продолжающий ее в северо-восточном направлении подводный хр. Витязя находились в условиях тектонической стабилизации /Сергеев, 1976/, нарушаемой всплесками развития систем дизъюнктивных дислокаций.

4. По зонам первичных глубинных разломов происходили подвижки, приведшие к современному блоковому, ступенчатому строению района Малой Курильской гряды. Удлинение "ступеней" параллельно простиранию глубоководного желоба, с развитием которого мы связываем эпизодическое оживление тектонических движений. Разломы являются одним из самых консервативных явлений среди структурных элементов Земли, и обычно большинство из них контролируется доминирующим простиранием более древних разломов /Шерман, 1983/. В нашем случае можно говорить, что формировавшиеся глубоководный желоб и связанные с ним разломы унаследовали общее положение предшествующей рифтовой зоны.

В результате развития разрывных нарушений, носивших преимущественно сбросовый характер и имевших северо-восточное простирание, образовались ступени, уступы на западном склоне глубоководного желоба. Сам о-в Шикотан является в этой системе приподнятой ступенью, террасой, и в его структуре выделяются по крайней мере три узких блока-уступа второго порядка.

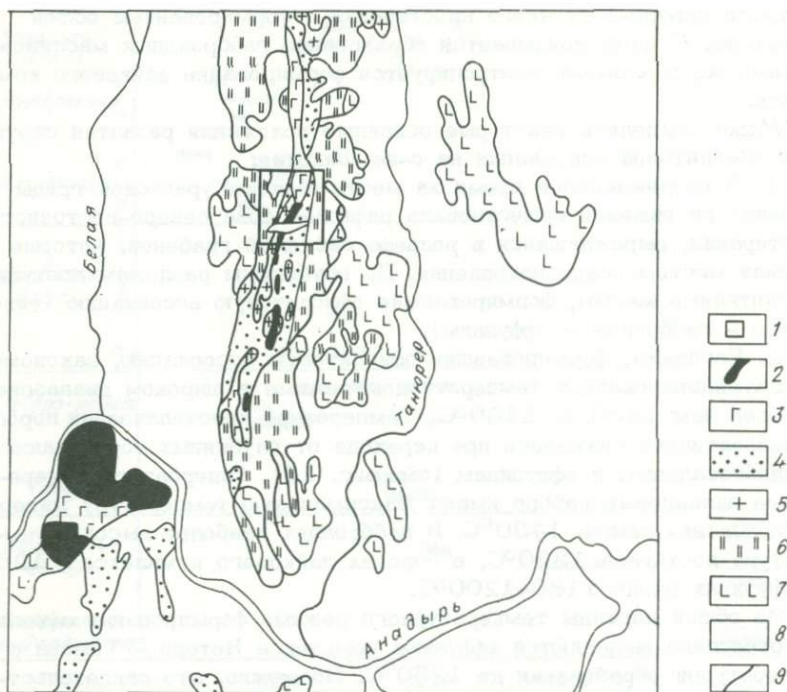


Рис. 17. Схема геологического строения хр. Пекульней.

1 – район детальных исследований офиолитов хр. Пекульней; 2 – гипербазиты; 3 – габброиды; 4 – преимущественно эффузивно-осадочные образования; 5 – гранитоиды; 6 – преимущественно меловые терригенно-осадочные породы, реже туфы; 7 – палеогеновые эффузивы основного состава; 8 – четвертичные отложения; 9 – геологические границы.

5. Следующий этап активизации привел к развитию поперечных разломов-сдвигов, которые отражают, вероятнее всего, неравномерное движение отдельных частей о-ва Шикотан в сторону глубоководного желоба,

6. Дизъюнктивные дислокации наиболее поздней системы совпадают по направлению с важнейшими магмоконтролирующими разломами района Большой Курильской гряды, и, скорее всего, этот этап активизации тектонических движений о-ва Шикотан наиболее логично связывать с заложением вулканических построек Большой Курильской гряды.

Офиолиты хр. Пекульней. Хр. Пекульней (Чукотка) расположен в междуречье Белой и Танжер, левых притоков р. Анадырь (рис. 17). Он представляет собой относительно узкий гребень протяженностью около 200 км в субмеридиональном направлении. Горные сооружения хребта резко выделяются на фоне низкой тундры. Пе-

кульней занимает северную часть Анадырско-Корякской складчатой системы. С позиций тектонического районирования геологические образования хребта входят в состав Таловско-Пекульнейской зоны /Тильман и др., 1982/, которая в современной структуре Корякского нагорья образует линейный структурный элемент, протягивающийся в северо-восточном направлении более чем на 750 км.

Сложность геологического строения хр. Пекульней отмечалась всеми предыдущими исследователями /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Александров, 1978; Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979; Паланджян и др., 1982; Тильман и др., 1982; Марков и др., 1982/, однако общепринятой точки зрения на характер структуры и историю геологического развития этого объекта практически нет. С учетом предшествующих данных и материалов, полученных нами в полевых работах 1983-1984 гг., можно говорить о том, что в общих чертах хр. Пекульней сложен преимущественно двумя ассоциациями горных пород. Осевая, водораздельная часть хребта сформирована породами офиолитовой ассоциации, которая с запада и востока обрамлена преимущественно терригенным комплексом пород мелового возраста.

Офиолиты хр. Пекульней в виде узкой зоны (до 15 км шириной) непрерывно протягиваются на расстояние более 80 км. В состав офиолитов входят габбро-гипербазитовые расслоенные серии, дайковый комплекс, эффузивно-осадочные образования, комплекс гранитоидных пород и пикрит-диабазовая серия.

Структура офиолитовой ассоциации сильно осложнена дизъюнктивными дислокациями, которые разбивают ее на ряд узких пластин мощностью 0,3-1,0 км и длиной до 25 км /Паланджян и др., 1982/. Многочисленные вертикальные разломы, по данным С.М. Тильмана и др. /1982/, прекрасно дешифрируются на аэроснимках и хорошо диагностируются при непосредственном наблюдении. Эти прямолинейные, крутопадающие, протяженные и, как правило, мелкоамплитудные разломы обусловили отчетливо мозаичный или полосовидный характер чередования блоков в структуре хр. Пекульней /Тильман и др., 1982/.

Габбро-гипербазитовые серии офиолитов хр. Пекульней сформированы двумя комплексами пород, которые на современном этапе пространственно разобраны, но по имеющимся данным /Паланджян и др., 1982; и др./ генетически связаны. В одних случаях преобладают ультраосновные породы, и мы имеем дело с дунит-пироксенит-габбровым комплексом. В наиболее крупном массиве, сложенном этими породами (Пекульнейский, в верховьях р. Сев. Пекульнейвеем), наблюдаются чередования и постепенные переходы от дунитов через верлиты к клинопироксенитам, затем к габброидам.

В других случаях преобладают расслоенные габброиды с подчиненным количеством гипербазитов. Они слагают наиболее крупные массивы на правом берегу р. Сев. Пекульнейвеем севернее устья р. Кривой и на севере хребта в районе между реками Прав. Бычьей и Куйвием и оз. Пекульнейгытгин. Здесь наблюдается послыжное расположение плагиоклазовых перидотитов, троктолитов, габбро-норитов, габбро и т.д.

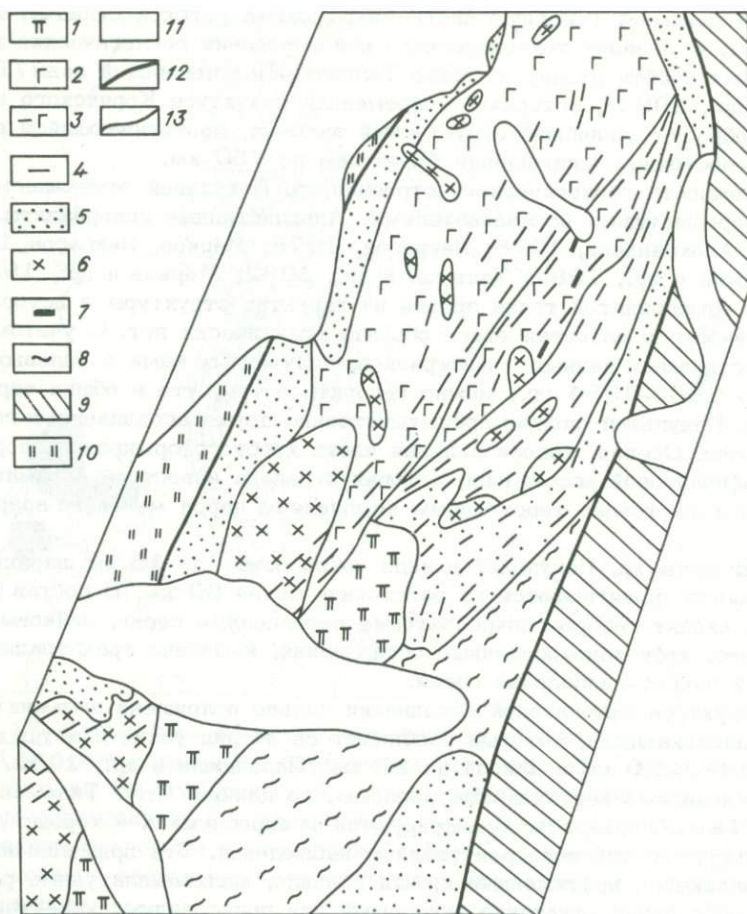


Рис. 18. Схема геологического строения северной части хр. Пеккульной (составлена по материалам В.А. Симонова с использованием данных О.Л. Морозова, И.Л. Жулановой, А.Н. Перцева, В.В. Семенова, М.С. Маркова, Г.Е. Некрасова).

1 - пикриты; 2 - габброиды; 3 - дайки в породах офиолитовой ассоциации; 4 - комплекс параллельных даек со скринами габбро; 5 - эффузивно-осадочные образования; 6 - гранитоиды; 7 - участки комплекса параллельных даек с кварцевыми порфирами; 8 - зеленые сланцы с эффузивами; 9 - конгломераты, песчаники и т.д.; 10 - эффузивно-осадочные терригенные образования; 11 - четвертичные отложения; 12 - граница полосы офиолитов; 13 - геологические границы.

Комплекс параллельных даек прослеживается узкой (до 5 км) полосой в верховьях р. Куйвием и далее к северу. Состав даек разнообразен - от типичных диабазов до кварцевых плагиогранит-порфиров.

Эффузивно-осадочные образования сложены в основном кремнисто-вулканогенными толщами, представленными туфами, туфобрекчиями среднего и основного состава, базальтовыми лавами, туфогенными и кремнистыми породами. Значительно распространены зеленые сланцы, образованные по эффузивам.

Гранитоидные породы приурочены к западной границе полосы офиолитов. Они формируют как отдельные массивы, так и пластовые тела и дайки в кремнисто-эффузивной толще. По составу варьируют от гранодиоритов к плагиогранитам и нормальным гранитам.

Пикрит-диабазовый комплекс, впервые выделенный С.С. Зиминым и др. /1979/, протягивается в северном направлении узкой полосой вблизи центральной части выходов офиолитов от р. Сев. Пекульней-веем до участка немного севернее р. Прав. Бычья. В состав ультраосновных пород входят туфы, лавы и брекчии пикритов, а также пикритовые дайки и силлы. Ультраосновные вулканиды тесно пространственно связаны с базальтами кремнисто-вулканогенной толщи.

Взаимоотношения между комплексами пород и внутренняя структура самих комплексов наиболее подробно исследовались в северной части хр. Пекульней в районе рек Прав. Бычья, Куйвием и оз. Пекульнейгытгин. Здесь на довольно небольшом участке сосредоточены расслоенные габброиды, дайковый комплекс, эффузивно-осадочные породы, гранитоиды, пикриты (рис. 18).

Строение офиолитов в этом районе изучалось по разрезам, пройденным на северном (рис. 19) и южном участках (рис. 20).

Первым разрезом от верховьев р. Олень и р. Куйвием к оз. Пекульнейгытгин вскрыты взаимоотношения между различными типами габброидов, дайками и эффузивами. Здесь хорошо расшифровывается блоковая структура, ясно выраженная в рельефе. Гребни, отдельные вершины, разделенные глубокими седловинами, вытягиваются в субмеридиональном направлении. Благодаря прекрасной обнаженности на глубину вреза до 700 м, прослеживаются субвертикальные, незначительно наклоненные на восток разломы, разделяющие отдельные блоки.

Смещение блоков относительно друг друга происходило в основном в вертикальном направлении с небольшими наклонами и разворотами. Такой вывод можно сделать из характера расположения даек. Субвертикальные в целом и параллельные в пределах отдельного блока, дайки в различных блоках четко отличаются по общему наклону и простиранию. Выделяются три основных линейно вытянутых блока (см. рис. 18,19). Восточный блок, сложенный эффузивами и дайковым комплексом со скринами габброидов, надвинут по субвертикальному разлому на терригенно-осадочные толщи, слои в которых в результате давления с запада поставлены в вертикальное положение и часто образуют опрокинутые к востоку складки, ясно видимые на скальной стенке высотой до 400 м на правобережье р. Олень. Следующий к западу блок ограничен субвертикальными разломами, имеющими не-

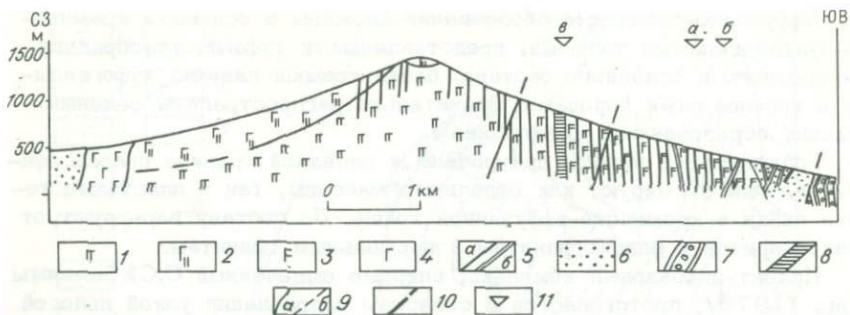


Рис. 19. Схематический разрез участка от верховьев р. Куйвивием к оз. Пекульнейгытгин.

1 - расслоенная серия габбро; 2 - мелкозернистые габбро-нориты, содержащие тоналиты и плагиограниты; 3 - уралитизированные габбро; 4 - амфиболовое габбро; 5 - дайки: а - основного и б - кислого состава; 6 - эффузивно-осадочные образования; 7 - песчаники, конгломераты и другие терригенные породы; 8 - полоса комплекса преимущественно кислых даек; 9 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые; 10 - разломы, взбросы; 11 - участки детальных разрезов дайковых комплексов.

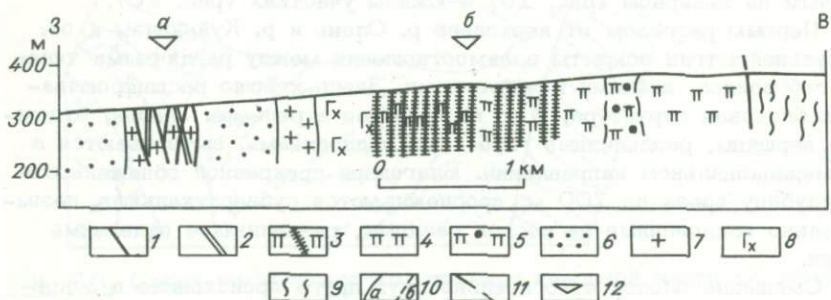


Рис. 20. Разрез по р. Прав. Быч'ей.

1 - дайки основного состава; 2 - комплекс кислых даек; 3 - комплекс пикритовых даек; 4 - пикритовые лавы; 5 - гиалокластичка пикритов, глобулярные (?) лавы; 6 - эффузивно-осадочные образования; 7 - гранитоиды; 8 - габбро-диориты; 9 - зеленые сланцы; 10 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые; 11 - разломы; 12 - участки детальных разрезов дайкового комплекса.

значительный наклон к востоку. Основной объем блока составляют уралитизированные габбро, сменяющиеся расслоенными габбро. Они расчленены многочисленными дайками, среди которых выделяются отдель-

ные зоны с преимущественным развитием кислых разностей. Западный блок сложен расслоенной серией габбро, амфиловыми габбро и эффузивно-осадочными образованиями. Разрез в южной части района построен по береговым обнажениям р. Прав. Бычьей (см. рис. 20). На востоке пикриты по разлому контактируют с зелеными сланцами. Пикриты к западу сменяются габбро-диоритами, которые прорываются гранитоидами. Далее следуют эффузивно-осадочные толщи, в которых располагается своеобразный комплекс параллельных даек кислого состава. Необходимо отметить, что здесь преобладают субвертикальные геологические границы, и характерно ненарушенное расположение потоков лав и вертикальных даек.

Гипербазиты расслоенной серии — это обычно перидотиты и плагиоклазовые перидотиты, образующие отдельные меланократовые полосы мощностью до первых метров и более, среди расслоенных габброидов. Они имеют постепенные переходы в оливиновые габбро, габбро-нориты и троктолиты. Плагиоклазовые перидотиты содержат около 10–15% плагиоклаза. Наиболее мощные прослой сложены гарцбургитами.

В оливине гарцбургитов включения минералообразующих сред располагаются прямолинейными цепочками, полосами, которые прослеживаются в нескольких зернах через трещинки, заполненные серпентином. Наблюдаются десятки однотипных включений размерами от 5–6 до 20 мкм. Формы включений округлые, часто заметно некоторое подобие прямоугольной и гексагональной огранки. Многофазовые: четкие темные фазы + несколько светло-зеленых и коричневых фаз (см. Прил. фото 3, ж). При нагревании, начиная с уровня около 700°C, включения темнеют и несколько изменяются темные фазы. Большинство включений взрываются при 750–800°C, резко темнея и выбрасывая содержимое, что свидетельствует о значительном флюидном давлении. При температуре около 1100–1180°C сохранившиеся включения светлеют. При 1250°C включения светлые, с несколькими фазовыми границами. Полная гомогенизация наблюдалась в одних случаях при 1270–1310°C. Для других гипербазитов удалось ограничить интервал температуры гомогенизации до 1300–1410°C.

В целом можно отметить, что исследованные расплавные включения в оливинах гипербазитов содержат значительное количество флюида под большим давлением, что явилось наиболее вероятной причиной довольно низкой (1270–1310°C) для гипербазитов температуры.

Габброиды. Среди габброидов можно выделить три основные группы пород: расслоенную серию, уралитизированные и амфиболовые габбро.

Расслоенную серию формируют породы, в состав которых входят четыре основных минерала: оливин, ромбический и моноклинный пироксен, плагиоклаз. В зависимости от содержания того или иного минерала наблюдаются троктолиты, оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, нориты, габбро, габбро-анортозиты. Амфиловые габбро, габбро-нориты и нориты содержат роговую обманку. В массиве разновидности габброидов формируют отдельные мелано- и

лейкократовые полосы, слои, под углом 25–40° падающие на север и северо-восток (азимуты падения 0–30°).

Проведенные нами исследования выделенных в этом районе Г.Е. Некрасовым /Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979/ амфибол-двопироксеновых кристаллических сланцев показали, что по своему минеральному составу и структурам они отвечают мелко- и среднезернистым габбро-норитам и амфиболовым габбро-норитам. "Кристаллические сланцы", относимые к докембрийскому гранулит-базитовому комплексу, имеют постепенные, но быстрые переходы к нормальным породам расслоенных габброидов /Марков, Некрасов, 1979/. Эти данные по взаимоотношениям пород хорошо согласуются с нашими наблюдениями. Таким образом, результаты петрографического изучения, теснейшая связь с габбро, постепенные переходы в расслоенные породы – все это говорит о том, что "сланцы" – обычные габбро-нориты, входящие в состав расслоенной серии. Эти амфиболовые, в основном мелкозернистые, габбро-нориты с послойными жильными телами тоналитов и плагиогранитов формируют верхние пологозалегающие горизонты в расслоенных габбро (см. рис. 19).

Уралитизированные габбро приурочены в основном к восточной части зоны офиолитов, где наблюдается наиболее интенсивное развитие даек. Габбро состоит из зеленой роговой обманки с реликтами клинопироксена и измененного в различной степени, иногда довольно свежего, плагиоклаза. Часто присутствуют эпидот, хлорит, кварц.

Большая часть уралитизированного габбро сильно деформирована, разгнейсована. В то же время кристаллы роговой обманки не несут следов деформаций и имеют равновесные формы в структуре габбро, что свидетельствует о синтетектонических метаморфических процессах образования амфиболов. Уралитизированное габбро включает в себя целый комплекс пород:

1. Шлиры, участки, будины полосчатого и мелкозернистого габбро. Контакты мелкозернистого габбро четкие, резкие. Для включений расслоенного габбро характерны как резкие контакты, так и постепенные. Так, на фото 5 (см. Прил.) отчетливо видно, что в зоне перехода очередная темноцветная полоса расслоенных габброидов входит уже фактически в состав уралитизированных габбро.

2. Деформированные тела диабазов без четких границ.

3. Дайки гранитоидов недеформированные, с отходящими от них палевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми прожилками.

Часть уралитизированного габбро имеет строение, аналогичное расслоенному комплексу, с четким чередованием прямолинейных лейкократовых и меланократовых полос. Участки подобных пород, размерами до нескольких десятков метров и более, располагаются в деформированных уралитизированных габбро.

Приведенные данные, с учетом того, что в расслоенных габброидах в значительной степени развиты процессы амфиболизации, часто способствующие полному замещению пироксенов уралитовой роговой обманкой, свидетельствуют о том, что уралитизированные габбро формировались из расслоенной серии, сохраняя иногда первичные полосчатые структуры.

Амфиболовые габбро. В эту группу входят габброиды со свежим полевым шпатом и первичной роговой обманкой. Они формируют довольно крупные (сотни метров и более) тела, прорывающие расслоенную серию и комплекс уралитизированного габбро. По минеральному составу изменяются от амфибол-полевошпатовых пород (через кварцсодержащие амфиболовые габбро и амфиболовые габбро-диориты со слюдой и кварцем) к биотит-роговообманковым кварцевым диоритам и, возможно, далее, к типичным гранитам. Подобная серия пород выделяется между ручьями Светлый и Водолей, левыми притоками р. Олень.

Включения минералообразующих сред были найдены только в минералах пород расслоенной серии (оливиновое габбро, габбро, габбро-нориты).

В оливиновых габбро включения исследовались в оливине, клинопироксене и плагиоклазе. В оливине включения располагаются цепочками, отдельными группами. Размеры 6–15 мкм. Формы округлые, иногда с неровными границами. Включения многофазовые, с преобладанием в большинстве случаев темных похожих на флюид фаз. При нагревании, начиная с 600–620°C, включения несколько темнеют, часть разгерметизируется. При 1030–1220°C светлеют, изменяется содержание включений. При температуре около 1350–1400°C во включениях наблюдается несколько мелких округлых фаз, плавающих в светлом расплаве. Полная гомогенизация происходит при температуре немногим выше 1430°C.

В клинопироксене включения располагаются равномерно в центре зерна, ориентируясь в одном направлении согласно удлинению минерала. Размеры 6–20 мкм. Формы плоские, с двумя параллельными гранями. Многофазовые: светлые анизотропные кристаллики + светлая жидкость (?) + темный газ (см. Прил. фото 4,6). Начиная с 350°C включения темнеют. При температуре около 750°C все включения взрываются, выбрасывая содержимое. Полную гомогенизацию получить не удалось.

В плагиоклазе сотни включений формируют широкие (до нескольких десятых долей миллиметра) полосы и отдельные участки в зерне минерала. В большинстве случаев очень мелкие (до 3, реже 6–10 мкм). Формы включений – плоские многогранные таблички. Многофазовые: четко выделяются зеленоватые кристаллики клинопироксена + светлый плагиоклаз + округлые неправильной формы темные фазы. При температуре около 700°C многие включения разгерметизируются из-за растрескивания минерала. При 950–1000°C содержимое включений изменяется, подплавляется, при 1100°C в расплаве включений содержится газовый пузырек + несколько мелких кристалликов. Температура полной гомогенизации 1250–1285°C.

Необходимо отметить очень высокую температуру гомогенизации включений в оливине данного габбро по сравнению с гарцбургитами (см. выше), а также присутствие значительного количества летучих во включениях всех минералов породы.

В габбро включения были найдены только в плагиоклазе. В од-

них случаях мы наблюдали сотни включений, заполняющих центры зерен минерала, в других присутствуют единичные включения, цепочки из нескольких включений. Размеры от 3–6 до 10–15 мкм. Формы плоские, таблитчатые, прямоугольные. Многофазовые: основной объем занимают светлые кристаллические фазы, по показателю преломления очень близкие к минералу-хозяину (поэтому включения трудно различимы) + удлиненные зеленоватые кристаллики клинопироксена + несколько темных фаз (см. Прил. фото 4,а). При нагревании до 550–600°C изменяются темные фазы, границы включений становятся более четкими, большинство включений разгерметизируется проходящими через них трещинками. При температуре около 950°C изменяются, деформируясь, кристаллики. При 1030–1050°C оформляются круглые газовые пузырьки, при 1220–1280°C включения содержат светлый расплав + мелкий газовый пузырек. Температура гомогенизации единичных сохранившихся включений около 1280–1310°C. Здесь, как и в оливиновом габбро, тоже существует высокое давление летучих, приводящее к разгерметизации включений.

Габбро-нориты (выделены Г.Е. Некрасовым в качестве амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев – см. выше). Первичные расплавные включения были найдены в клино- и ортопироксене, а также в плагиоклазе. В клинопироксене одиночные включения размерами 8–25 мкм, имеют удлиненные, часто округлые эллипсоидальные формы. Многофазовые: в основном светлые кристаллические фазы + мелкие темные фазы (см. Прил. фото 4,г). Начиная с 550°C включения темнеют и до 1000–1100°C все остается без изменений. При температуре около 1120–1170°C появляется кайма расплава. С 1235–1240°C содержимое включений плавится, сами они быстро светлеют. При температуре 1250–1270°C включения становятся гомогенными.

В ортопироксене наблюдаются одиночные (5–10 мкм) округлые включения. Они по внешнему виду и многофазовому содержанию очень похожи на включения в клинопироксене. Исследовать в термокамере эти включения не удалось, так как все они уже первоначально вскрыты ясно видимыми трещинками.

В плагиоклазе включения располагаются полосами, зонами. Очень мелкие (1–4 мкм). Формы округлые, часто близки к прямоугольным таблиткам. Многофазовые: светлые зеленые кристаллики + неправильной формы темные фазы (см. Прил. фото 4,в). При исследовании в микротермокамере около 300–450°C большинство включений резко темнеет – взрывается. При 950–1070°C в единичных сохранившихся включениях светлые крупные фазы разбиваются на множество мелких, все включения становятся более светлыми. В интервале температуры 1260–1290°C включения становятся гомогенными.

Исследования, проведенные методами термобарогеохимии, показали, что минералы данных пород содержат первичные включения расплавов с температурой гомогенизации 1250–1290°C, что свидетельствует об их кристаллизации из высокотемпературных силикатных расплавов. Это нормальные магматогенные габбро-нориты, и вряд ли можно считать их кристаллическими сланцами. Необходимо отметить также высокое давление летучих во включениях в плагиоклазе.

В целом исследование расслоенных габброидов методами термобарогеохимии показало следующее:

1) породы (габбро-нориты, амфиболовые габбро-нориты), выделенные как "амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы" из докембрийского гранулит-базитового комплекса /Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979/, содержат в своих минералах расплавные включения, что говорит об их магматическом происхождении;

2) кристаллизация габброидов укладывается фактически в один температурный интервал (1250-1300°C), значительно более высокая температура характерна для оливинов (около 1430°C);

3) для процессов формирования габброидов характерно высокое давление летучих.

Дайковый комплекс. Дайки прорывают практически все породы офиолитовой ассоциации. В восточном блоке они образуют серии параллельных даек типа "дайка в дайке", шириной до нескольких сот метров, располагающихся в уралитизированном габбро. В следующем к западу блоке, где происходит смена уралитизированного габбро расслоенными габброидами, наблюдаются зоны комплекса "дайка в дайке" шириной до 50-70 м. Здесь часто преобладают кислые разности. В расслоенном габбро, так же как в эффузивно-осадочных образованиях и гранитах, развиты отдельные дайки и группы даек.

Дайки, вне зависимости от вмещающих пород, располагаются субпараллельно и ориентированы практически в одном северо-северо-восточном направлении, совпадающем с простираем границ основных структурных элементов офиолитовой ассоциации. Положение даек в большинстве случаев субвертикальное, и они отчетливо прослеживаются на гребнях сверху вниз на 500-600 м.

Состав даек довольно многообразен и изменяется от типичных диабазов до кварцевых порфиров. Выделяются две главные серии даек, в которых отдельные разновидности имеют постепенные переходы между собой. Среди даек преимущественно основного состава наблюдается следующая последовательность: дайки афанитовых базальтов - дайки с закалочными афанитовыми зонами и мелкозернистым диабазовым центром - преимущественно диабазовые дайки. Далее дайки диабазов сменяются следующим набором пород: габбро-диабазовые порфириты - габбро-диабазы - мелкозернистые габброиды; либо другим: диабазовые порфириты - полевошпатовые порфириты - полевошпатовые порфириты с кварцем. Последние приближаются по своему минеральному составу к кварц-полевошпатовым порфирам из другой серии даек (преимущественно кислого состава), но непосредственных переходов между ними не наблюдается. Среди набора кислых даек можно выделить следующие разновидности: мелкозернистые кварц-полевошпатовые дайки и риолит-порфиры - кварц-полевошпатовые порфиры - кварцевые порфиры - плагιοгранит-порфиры.

Дайки разнообразного состава прорывают друг друга и вместе со скринами вмещающих габброидов образуют очень сложный комплекс, с трудом поддающийся структурной расшифровке. На рис. 21, а, б показаны фрагменты комплекса параллельных даек в матрице

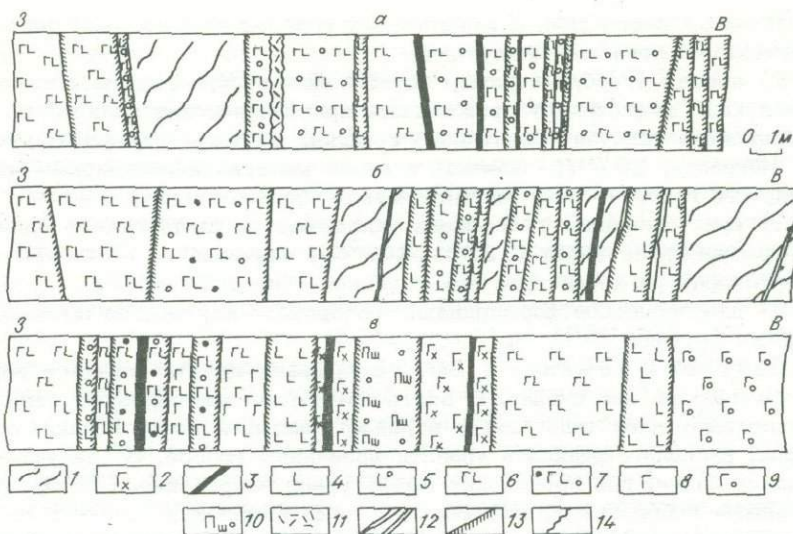


Рис. 21. Фрагменты комплекса параллельных даек: а, б – участки по руч. Светлому, в – участок между притоками р. Олень – руч. Светлым и руч. Водолей (вертикальный масштаб равен горизонтальному).

1, 2 – скрины матрицы: 1 – уралитизированные габбро, 2 – амфиболовые габбро, габбро-диориты, переходящие в биотит-роговообманковые кварцевые диориты; 3–12 – дайки: 3 – афинитовые базальты и диабазы, 4 – диабазы, 5 – диабазовые порфириды, 6 – габбро-диабазы, 7 – габбро-диабазовые порфириды с вкрапленниками пироксена (темный кружок) и плагиоклаза (светлый), 8 – участки даек с мелкозернистой габбровой структурой, 9 – дайковые габброиды с кварцем, 10 – полевошпатовые порфириды, 11 – мелкозернистые кварц-полевошпатовые дайки, 12 – кварц-полевошпатовые жилы; 13 – рвуши, прямолинейные границы с зонами закалки; 14 – нечеткие границы.

уралитизированного габбро (руч. Светлый – приток р. Олень). В целом в результате дешифрирования и тщательного изучения каждой дайки на практически непрерывном разрезе длиной более 1,5 км по руч. Светлому удалось установить последовательность формирования даек. Первыми формировались габбро-диабазы, затем они были прорваны серией даек: габбро-диабазы – габбро-диабазовые порфириды – диабазовые порфириды. Третья генерация представлена габбро-диабазами и габбро-диабазовыми порфиридами. Следующими образовались полевошпатовые порфириды, которые затем сменили дайки афинитовых базальтов и диабазов. Последними формировались кислые дайки – мелкозернистые кварц-полевошпатовые порфиры и риолит-порфиры.

Для комплекса параллельных даек, расположенного в амфиболо-

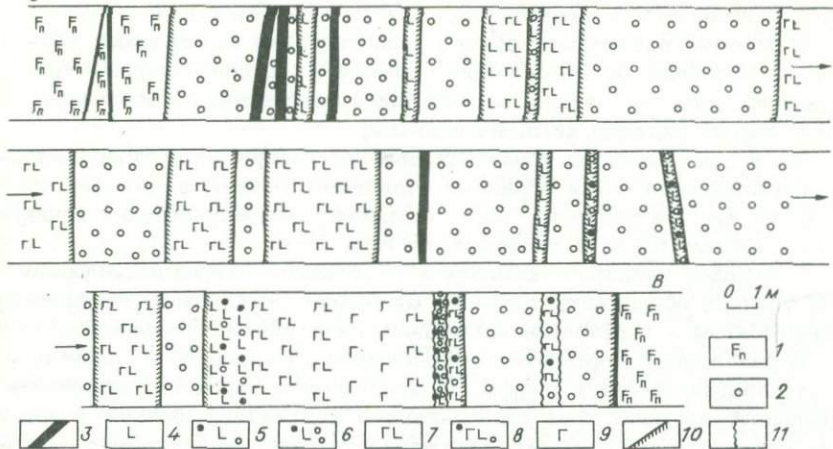


Рис. 22. Комплекс даек (южный берег оз. Щелевого) в зоне перехода расслоенная серия – уралитизированные габбро (вертикальный масштаб равен горизонтальному).

1 – амфиболовые габбро с реликтами клинопироксена (матрица); 2 – кварц-полевошатовые порфиры; 3 – афанитовые диабазы; 4 – диабазы; 5 – диабазовый порфирит с вкрапленниками пироксена (темный кружок) и плагиоклаза (светлый); 6 – кварцсодержащий диабазовый порфирит; 7 – габбро-диабаз; 8 – габбро-диабазовый порфирит (темный кружок – пироксены, светлый – плагиоклазы); 9 – участки с габбровой структурой; 10, 11 – границы рвущие прямолинейные, с зонами закалки (10) и с нечеткими переходами (11).

вых габбро-диоритах (фрагмент разреза показан на рис. 21, в) характерны следующие особенности. Можно выделить шесть генераций, последовательно сменяющих, рвущих предыдущие: 1) габбро-диабазы; 2) габбро-диабазовые порфириты, диабазовые порфириты; 3) диабазы; 4) полевошатовые порфириты; 5) афанитовые базальты; 6) мелкозернистые диабазовые порфириты.

В зоне перехода уралитизированного габбро в расслоенное параллельные дайки образуют полосу шириной около 70 м. Характерной чертой здесь является преобладание даек кислого состава (рис. 22). Последовательность формирования разновидностей даек следующая: 1) кварцевые порфиры и кварц-полевошатовые порфиры; 2) габбро-диабазовые порфириты и полевошатовые порфириты; 3) диабазы, мелкозернистые и афанитовые диабазы; 4) габбро-диабазы; 5) диабазовые порфириты и кварц-полевошатовые порфиры.

Проведенные исследования даек показали следующее:

1) в состав дайкового комплекса офиолитов хр. Пекульней входит широкий спектр пород, варьирующих от существенно основных до кислых;

2) установлена многоактность процессов формирования дайковых пород – выделено по крайней мере шесть генераций даек;

3) в зоне преимущественного развития даек со скринами габброидов преобладают дайки серии основного состава – первые пять генераций, лишь последняя, завершающая генерация, представлена относительно редкими кислыми дайками;

4) в зоне перехода уралитизированное габбро – расслоенное габбро параллельные дайки образуют отдельные полосы, в которых преобладают кислые разновидности, здесь процессы дайкообразования начинаются с кислых пород и завершаются ими.

В породах дайкового комплекса включения минералообразующих сред удалось обнаружить только в минералах диабазовых порфиритов, полевошпатовых порфиритов и кварц-полевошпатовых порфиритов.

В диабазовых порфиритах включения исследовались во вкрапленниках клинопироксена и кварца. В моноклинном пироксене включения минералообразующих сред располагаются компактно, образуя отдельные, обогащенные десятками включений участки, расположенные около центра вкрапленника. Размеры 5–8 мкм. Формы округло-прямоугольные. Включения многофазовые с преобладанием темных фаз. До 700–900°C включения постепенно темнеют, становясь практически черными. При 1050–1110°C некоторые включения начинают светлеть. Около 1250°C виден четкий газовый пузырек в светлом расплаве. При температуре 1260–1300°C единичные сохранившиеся включения полностью становятся гомогенными.

В кварце, наряду с вторичными развивающимися по трещинкам газовой-жидкими включениями, часто можно встретить цепочки многофазовых включений размером 3–6 мкм. Формы включений угловатые, несколько напоминают очертания самого вкрапленника. Начиная с 510°C включения темнеют, при 650°C становятся еще более темными, а при 1120–1150°C изменяют форму, становятся светлыми, гомогенными. Судя по приведенным данным, эти включения содержат значительное количество флюида и являются, по всей вероятности, силикатно-флюидными (возможно присутствие солей) с температурой гомогенизации около 1120–1150°C.

В полевошпатовых порфиритах включения минералообразующих сред исследовались во вкрапленниках плагиоклаза. Включения образуют цепочки, иногда располагаются полосами. Более обычны случаи, когда рои из десятков и сотен включений заполняют центр кристалла. Размеры 5–15 мкм. Формы включений – округлые, изометричные, близкие к квадратным или прямоугольным. Многофазовые: содержат несколько светлых кристалликов + темные фазы. При нагревании до 300–350°C содержимое включений темнеет. В интервале 500–900°C включения становятся еще более темными. При 900–1000°C появляется светло-зеленый расплав. При температуре около 1150°C в некоторых включениях наблюдаются мелкие кристаллики и газовый пузырек, плавающий в расплаве. Единичные включения имеют температура гомогенизации около 1180°C. Большинство включений и при температуре 1300°C мало изменяется. На мес-

те включений наблюдается крупный пузырек в светлом расплаве. Дальнейшее нагревание до 1400°C практически ничего не изменяет. Из этих данных следует, что большинство включений содержит значительное количество флюида, способствующего при высокой температуре разгерметизации включений.

В кварц-полевошпатовых порфирах вкрапленники кварца содержат очень редкие одиночные включения размером 10-12 мкм. Они округлые, вытянутые соответственно форме вкрапленников. Многофазовые: основной объем занимает светлое стекло + несколько мелких темных фаз + одна фаза со светлым бликом в центре (газовый пузырек?) (см. Прил. фото 4, д). Из-за близости показателя преломления стекла во включениях и собственного показателя преломления кварца включения очень трудно различимы. При нагревании до 350-550°C включения несколько темнеют, становятся четко видимыми. Из-за предполагаемой высокой вязкости расплава во включениях подъем температуры велся медленно: в интервале с 650 до 1000°C за 3 ч. При температуре около 730°C плавятся светлые кристаллики. При 830-880°C весь центр включения занимает светлый расплав, по краям концентрируются мелкие темные фазы. В интервале 990-1060°C включения становятся гомогенными.

Термобарогеохимические исследования дайковых пород показали:

1) температуры кристаллизации для диабазовых порфиритов (по клинопироксену - 1260-1300°C) аналогичны температурам кристаллизации расслоенных габбро;

2) хорошо фиксируется понижение температуры при переходе от основных даек к кислым (от 1260-1300 до 990-1060°C);

3) характерно значительное давление летучих для диабазовых и полевошпатовых порфиритов (что ранее отмечалось и для габброидов).

Эффузивно-осадочные образования представлены в данном районе окремненными песчаниками, алевролитами, измененными туфами, лавами, лавобрекчиями основного состава. Широко развиты прослой кремней и яшмоидов. Все эффузивы очень сильно преобразованы, окремнены и окварцованы. Первичные минералы практически не сохранились, поэтому методы термобарогеохимии применить не удалось.

Комплекс гранитоидных пород. В общем гранитоиды распространены по всей территории района, но намечается некоторая предпочтительная приуроченность кислых пород к восточному и западному ограничению офиолитовой ассоциации, а также к зоне перехода уралитизированного габбро в расслоенную серию. Наблюдается значительное разнообразие гранитоидных пород по составу и форме тел. Можно выделить несколько основных групп.

1. Серии даек в габброидах, имеющие состав: риолиты, риолит-порфиры - кварц-полевошпатовые порфиры - кварцевые порфиры - плагиогранит-порфиры.

2. Послойные тела, жилы гиперстеновых тоналитов - плагиогранитов в медкозернистых амфиболовых габбро-норитах.

3. Серия пород, образующих переходы от амфиболовых кварцсодержащих габбро-диоритов к биотит-роговообманковым кварцевым ди-

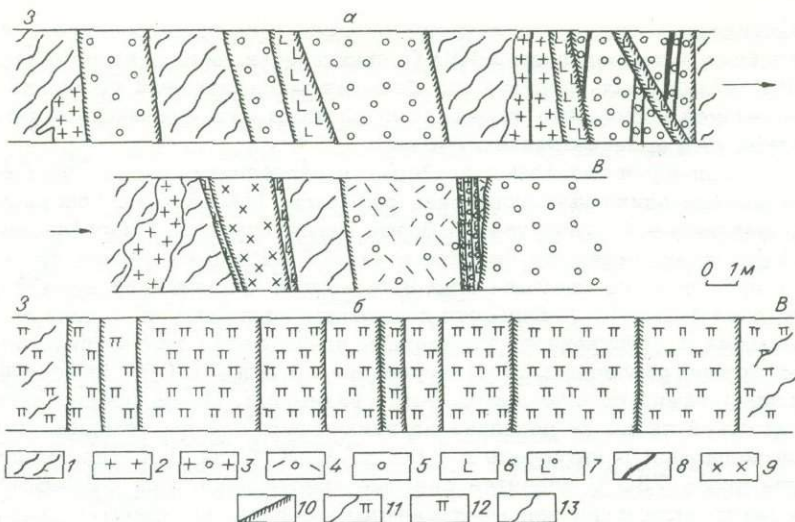


Рис. 23. Комплекс параллельных кислых (а) и пикритовых (б) даек района р. Прав. Бычьей (вертикальный масштаб равен горизонтальному).

1 - измененные вулканогенно-кремнистые породы (матрица), 2 - розовые граниты, 3 - розовые гранит-порфиры, 4 - измененные кварцевые порфиры, риолит-порфиры с мелкозернистой основной массой, 5 - кварцевые плагиигранит-порфиры, 6 - диабазы, 7 - диабазовые порфириты, 8 - афанитовые диабазы, 9 - лейкократовые кварцевые диориты, 10 - границы с зонами закалки, 11 - серпентинизированные массивные пикритовые лавы, 12 - дайки пикритов, 13 - рвущие контакты розовых гранитов без отчетливой закалки.

оритам, и, по всей вероятности, к плагиигранитам и нормальным гранитам. Формируют тела значительных размеров (десятки, сотни метров) с неясными границами.

4. Крупные, до нескольких километров в поперечнике, массивы, приуроченные преимущественно к западной части офиолитовой ассоциации. По составу здесь различаются: габбро-диориты, диориты с жилами кварцевых диоритов, тоналитов, плагиигранитов; плагииграниты и нормальные граниты.

5. Серия параллельных даек кислого состава (рис. 23, а). В состав этого комплекса, располагающегося в матрице измененных вулканогенно-кремнистых образований, входит ряд разновидностей кислых пород, и в незначительной степени присутствуют дайки основного состава. В результате анализа взаимоотношений даек можно выделить пять последовательно сменяющихся генераций: 1) розовые граниты; 2) кварцевые порфиры, риолит-порфиры с измененной основной мелкозернистой массой; 3) кварцевые плагиигранит-порфиры; 4) афани-

товые базальты, диабазы, диабазовые порфиры; 5) лейкократовые кварцевые диориты и несколько более поздние розовые гранит-порфиры.

В целом выявленное для гранитоидов многообразие петрографических разновидностей отражает, по всей вероятности, эволюцию породообразующих магм от первоначального основного состава к более кислым разностям. Образование гранитоидами как отдельных самостоятельных массивов, так и целых комплексов параллельных даек, свидетельствует, во-первых, о сложных неоднородных процессах становления этих пород, во-вторых, о том, что значительная их часть образовалась при режиме растяжения.

В минералах гранитоидов включения минералообразующих сред удалось обнаружить: в кварце гранитов и порфировых гранитов, образующих крупные массивы; в минералах плагиогранит-порфиров, кварцевых диоритов и розовых гранит-порфиров, входящих в состав комплекса параллельных даек.

В гранитах и порфировых гранитах кварц содержит большое количество газово-жидких включений (см. Прил. фото 4, з), основная масса которых образовалась по ясно различимым трещинам. Практически все они вторичные. Все первичные расплавные включения взорваны — видны радиально расходящиеся трещинки и ореолы мельчайших включений. Наиболее крупные газово-жидкие включения (10–15 мкм) имеют вытянутые, угловатые, каплевидные формы. Состав разнообразен: $\text{Ж H}_2\text{O} + \text{Г H}_2\text{O}$; $\text{Ж H}_2\text{O} + \text{Ж CO}_2$; $\text{Ж H}_2\text{O} + \text{Kr} + \text{Г H}_2\text{O}$.

Температура гомогенизаций водных включений 145–165°C. Кристаллики не изменялись при нагревании до 350°C (далее все включения взрываются), что говорит о том, что это не соли.

Вкрапленники кварца плагиогранит-порфиров содержат редкие азональные включения (3–6 мкм). Формы близки к прямоугольным. Многофазовые (см. Прил. фото 4, ж). Большинство включений уже взорвано. При 400–500°C все включения темнеют. Большая часть при этом разгерметизируется. Единичные сохранившиеся включения светлеют при 700–720°C. Начиная с 780°C во включениях наблюдаются светлый расплав и уменьшающиеся темные фазы. Температура полной гомогенизации 870–900°C. Для устранения эффекта высокой вязкости кислых расплавов проводились периодические выдержки по 30 мин в интервале температуры 800–900°C, но каких-либо результатов они не принесли, так как все изменения во включениях если и были, то протекали достаточно быстро.

В кварцевых диоритах кристаллы кварца содержат редкие азональные включения, иногда группы включений. Размеры 5–8 мкм. Формы близки к прямоугольным. Многофазовые: несколько светлых и темных фаз (см. Прил. фото 4, е). Начиная с 400–500°C изменяются фазы, включения несколько темнеют. При 750–790°C во включениях развивается расплав, наблюдаются мелкие газовые пузырьки в светлом расплаве. Полная гомогенизация наблюдалась при 850–870°C.

В розовых гранит-порфирах включения исследовались во вкрапленниках кварца. Цепочки мелких (2–5 мкм) включений имеют фор-

мы, близкие к квадратным табличкам. Многофазовые, половину объема заполняют темные фазы. Большинство включений уже взорвано. При 300–400°C включения темнеют. При температуре около 600°C все включения темные, в интервале 700–800°C единичные включения светлеют и становятся гомогенными.

Исследования включений в гранитоидах показали:

- 1) значительную роль летучих при формировании и последующих преобразованиях;
- 2) последовательное снижение температуры (900–700°C) от более ранних даек плагиогранит-порфиров к завершающим кислую серию параллельных даек розовым гранит-порфирам.

Породы пикритового комплекса образуют полосу шириной до 2,5 км, тяготеющую преимущественно к западной границе офиолитов. Контакты с вмещающими образованиями в основном резкие, тектонические. Пикриты в приконтактных зонах сильно изменены и превращены в серпентинитовые сланцы. На пикритах залегают мощные покровы базальтов.

Внутренняя структура толщи пикритов была исследована в разрезе по р. Прав. Бычьей (см. рис. 20). Восточная часть (от контакта с зелеными сланцами) выполнена в основном потоками лав с участками, прослоями брекчий, гиадокластитов и т.п. Далее к западу среди лав появляются отдельные вертикальные дайки, количество которых увеличивается и ближе к западному контакту наблюдается уже комплекс параллельных даек пикритов типа "дайка в дайке" (см. рис. 23, б). Детальные исследования показали, что дайки пикритов мощностью до 4–5 м, прорывающие массивные серпентинизированные пикриты, принадлежат по крайней мере к трем генерациям. По внутренним структурам и по соотношениям минералов среди дайковых пикритов можно выделить собственно пикриты, меймечиты с преобладающим оливином, перидотитовые коматиты с хорошими структурами "спинифекс" (см. Прил. фото 6).

Лавы пикритов в районе р. Прав. Бычьей наблюдаются в своем первичном ненарушенном залегании. Это массивные, часто расслоенные потоки мощностью в первые метры, налегающие друг на друга. Наклонены под углами 30–40°C. Отчетливо видны следы течения на поверхности потоков. Иногда встречаются подушки пикритов.

Пикриты формируют также отдельные довольно крупные (до нескольких сот метров) тела удлиненной формы. Породы довольно свежие, содержат вкрапления оливина, замещающегося серпентином, располагающиеся в матрице, часто обладающей структурами "спинифекс". Отчетливо видны удлиненные кристаллы оливина, практически полностью замещенного серпентином, радиально расходящиеся, образующие веерообразные скопления и пучки (см. Прил. фото 6). Таким образом мы имеем некоторые основания отнести эти породы к перидотитовым коматитам.

К особенностям пикритового комплекса можно отнести следующее:

- 1) сложную структуру пикритовой толщи с закономерной сменой

с востока на запад: лавы – одиночные дайки в лавах – комплекс параллельных даек;

2) ненарушенное расположение наклонных потоков лав и вертикальных даек не подтверждающее наличие в данном районе выделенного ранее меланжа /Марков, Некрасов, 1979; Паланджян и др., 1982/;

3) установленный комплекс параллельных пикритовых даек типа "дайка в дайке" (по всей вероятности, именно эти дайки были выделены ранее как "гигантский силл" коматитов /Зимин и др., 1983/);

4) выделенные среди пикритов собственно пикриты, меймечиты и коматиты со структурами "спинифекс".

Из-за сильных вторичных изменений, главным образом благодаря серпентинизации оливина, большинство образцов пикритов оказалось непригодными к исследованиям методами термобарогеохимии. Включения удалось найти в оливине меймечитов из комплекса параллельных даек.

Включения располагаются равномерно по минералу (см. Прил. фото 3, з). Размеры 3–6 мкм. Формы изометричные, округлые. Многофазовые: темная округлая фаза (газовый пузырек ?!) + несколько светлых анизотропных фаз с яркими цветами интерференции. Некоторые из них – зеленоватые, со спайностью – клинопироксен. При нагревании в микротермокамере с инертной средой до 1000°C включения темнеют, затем при подъеме температуры до 1200°C становятся светлыми, появляется расплав. При 1300–1320°C включения содержат светлый расплав и небольшой газовый пузырек. Температура полной гомогенизации немного выше 1420°C.

Особенности генезиса. Результаты последних исследований /Марков, Некрасов, 1979; Тильман и др., 1982; Марков и др., 1982/ убедительно доказывают рифтогенное происхождение офиолитовой ассоциации хр. Пекульней. В верхней юре – нижнем мелу в результате процессов растяжения происходило растрескивание, разрушение земной коры. Формировались рифтовые зоны, в которых на базит-ультрабазитовые комплексы пород отлагались вулканогенно-кремнистые образования. В результате образовывались фактически полные разрезы офиолитов. Структуры растяжения существовали недолго. Уже в готериве накапливаются отложения дикого флиша, свидетельствующие о начале сжатия /Марков, Некрасов, 1979/.

Результаты наших исследований подтверждают эту общую картину образования офиолитов хр. Пекульней в процессах рифтогенеза, растяжения, сменяющихся сжатием, и позволяют более детально рассмотреть некоторые генетические аспекты.

1. Пекульнейский палеорифт заложился в связи с развитием процессов растяжения, по всей вероятности, на коре с гранитно-метаморфическим слоем /Тильман и др., 1982; и др./ . Формирование его началось с излияния базальтов и отложения сопутствующих им осадков. Образование яшм (радиоляриевых) и подушечных лав свидетельствует о подводном характере вулканизма на довольно значительных глубинах. В особо благоприятных условиях происходило "закупоривание" базальтоидных магм, и в образовавшихся очагах формировались

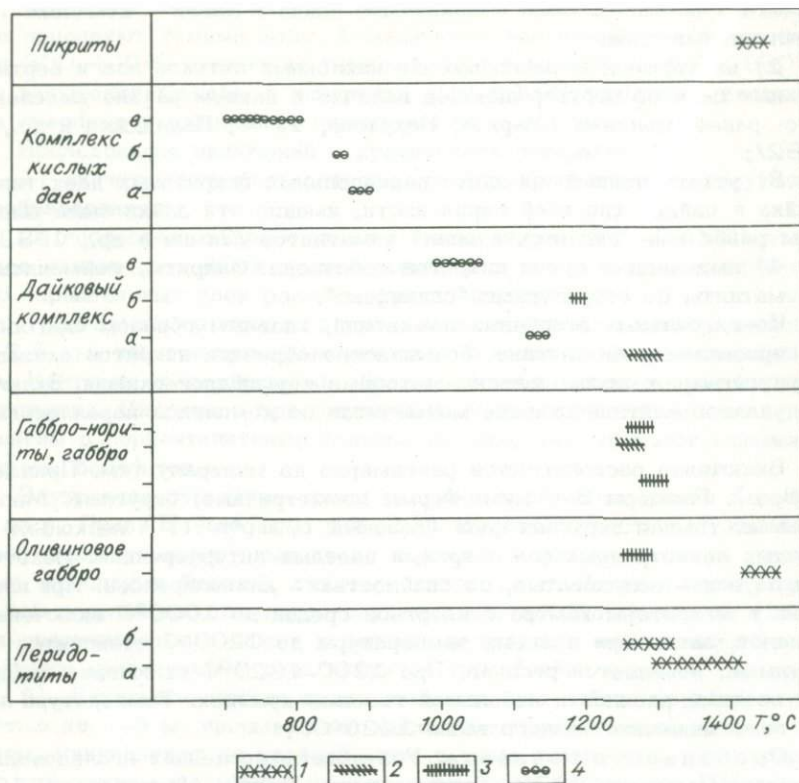


Рис. 24. Температуры образования пород офиолитовой ассоциации хр. Пекульней (по данным исследования расплавных включений).

1 - оливин, 2 - моноклинный пироксен, 3 - плагиоклаз, 4 - кварц.

Перидотиты: а, б - разные тела гипербазитов, в расслоенной серии; дайковый комплекс: а - диабазовые порфириты, б - полевошпатовые порфириты, в - кварц-полевошпатовые порфиры; комплекс кислых даек: а - плагиогранит-порфиры, б - кварцевые диориты, в - гранит-порфиры.

расслоенные серии габброидов. Наиболее высокая температура кристаллизации (до 1400-1450°C) (рис. 24) установлена для ультраосновных кумулятов и переходных разностей (оливиновые габбро). Образование этих пород происходило на фоне снижающейся температуры (до 1250°C). Последующие габброиды в расслоенной серии (габбро, габбро-нориты) характеризуются устойчивым интервалом температуры кристаллизации (1250-1300°C). Сформированные габброиды рассекались дайками диабазов.

2. Режим преобладающего растяжения сменился относительной

стабилизацией тектонических процессов. Преимущественно верхние горизонты расчлененных массивов были подвержены метаморфизму, сопровождавшемуся деформациями образующихся уралитизированных габбро и заключенных в них диабазов.

3. Последующая стадия активизации связана с внедрением в расчлененные и уралитизированные габбро комплекса амфиболовых габбро (амфиболовые габбро – амфиболовые габбро–диориты – биотит–роговообманковые кварцевые диориты), образующих довольно крупные тела. С этим этапом, по всей вероятности, связано образование крупных самостоятельных массивов гранитоидных пород, кристаллизация розовых гранитов из комплекса кислых даек.

4. Новый этап характеризуется развитием интенсивных процессов растяжения, разрыва всего уже сформированного эффузивного, габброидного и гранитоидного субстрата, образования трещин. В результате произошло формирование комплекса параллельных даек. Зоне уралитизированного габбро характерно развитие структур типа "дайка в дайке". Устанавливается эволюция во времени состава дайковых серий. Составы расплавов, формирующих дайки, последовательно изменялись от основного к кислому. На завершающих стадиях происходило образование комплекса параллельных даек ("дайка в дайке") существенно кислого состава. С изменением состава даек во времени (от диабазов, диабазовых порфиритов к гранит–порфирам) наблюдается закономерное снижение температуры кристаллизации минералов от 1250–1300 до 700–800°C (см. рис. 24).

Одновременно с образованием даек основного состава происходило излияние базальтоидных расплавов. Образовывались верхние толщи эффузивно–осадочных пород существенно базальтового состава, с которыми связаны горизонты пикритов /Паланджян и др., 1982; и др./ . Ультраосновные расплавы с температурой более 1420°C формировали, в узкой локальной, наиболее проницаемой зоне, отдельные гипабиссальные тела, комплексы параллельных даек (типа "дайка в дайке"), лавы, гиаюкласиты и т.п. Судя по наличию подушечных лав, как базальтов так и пикритов, условия были подводными.

5. Режим растяжения сменился режимом сжатия. Породы сформированной офиолитовой ассоциации разбиваются на отдельные линейные блоки, которые по крутопадающим разломам надвигаются с запада на осадочные толщи. Преобладающие движения – субвертикальные, с горизонтальной составляющей с запада на восток. Блоки двигались без значительного разворота друг относительно друга, с сохранением в целом субвертикального расположения даек и их общей ориентировки. Амплитуда движения этих блоков, как отмечалось ранее, незначительна. Результаты наших исследований позволяют говорить о том, что вопрос о наличии крупномасштабных шарьяжей, тектонических покровов в этом районе остается открытым.

Офиолиты Кузнецкого Алатау. Пример сравнительно древних, имеющих сложную геологическую историю офиолитов, рассмотрен нами на основе детального изучения ассоциации Среднетерсинского массива, расположенного в осевой части Кузнецкого Алатау в междуречье Нижней и Средней Терси и Кии (рис. 25).

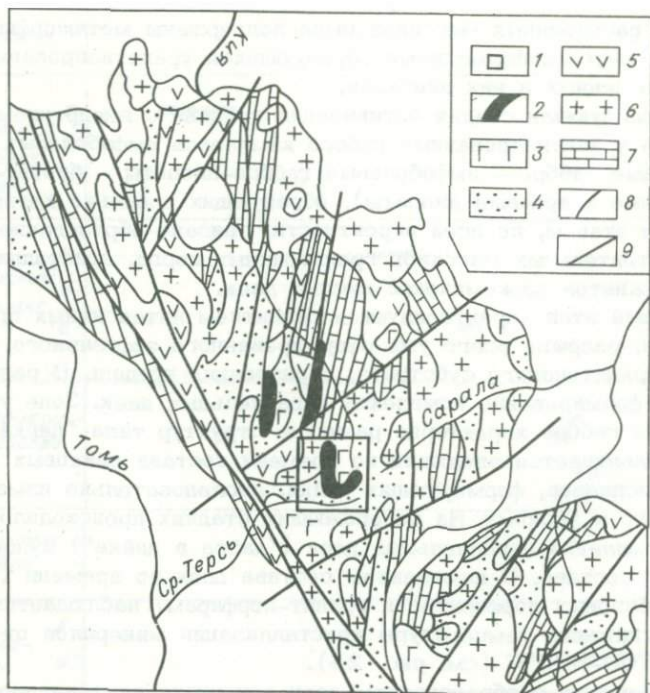


Рис. 25. Схема геологического строения северной части Кузнецкого Алатау (составлена на основе материалов Л.В. Алабина /1983/).

1 - район офиолитов Среднетерсинского массива, 2 - гипербазиты, 3 - габбро, 4 - основные эффузивы, 5 - эффузивы среднего и кислого состава, 6 - гранитоиды, 7 - существенно карбонатные отложения, 8 - геологические границы, 9 - разломы.

Офиолиты залегают здесь между блоками кембрийских и докембрийских пород, для которых геологами Западно-Сибирского геологического управления, проводивших крупномасштабную геологическую съемку района, была принята (в общих чертах) стратиграфическая схема /Ивоинин, 1970/, в которой докембрийские отложения западного склона Кузнецкого Алатау расчленяются на три серии. Нижняя - терсинская серия (3000-3500 м) - ранний рифей, возможно, частично средний протерозой (различные меланократовые метаморфические сланцы, сформированные по вулканогенно-осадочной толще, в которой преобладали базальты). Для верхней части характерно присутствие глинистых сланцев и кварсодержащих обломочных пород. Выше нее - колтасская серия (3000-4000 м) - средний рифей (зеленокаменные эффузивы основного состава), в верхней части - ритмично-слоистые карбонатно-терригенные отложения. В верхней части докембрийских отложений выделяется енисейская серия.

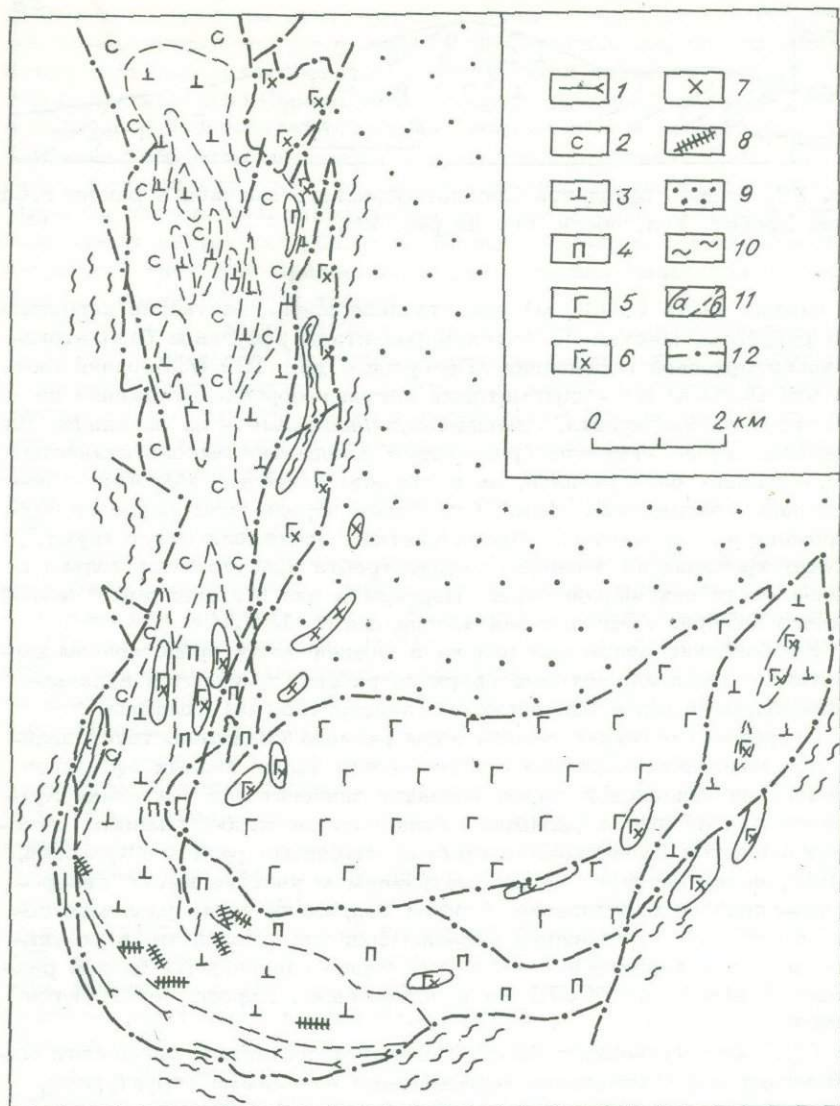


Рис. 26. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива (составлена по материалам авторов).

1 - оливин-антигоритовые породы, 2 - серпентиниты, 3 - дуниты и гарцбургиты, 4 - лерцолиты, верлиты, клинопироксениты, 5 - габбро, 6 - габбро-диориты, 7 - гранитоиды, плагиограниты, 8 - дайки основного состава, 9 - основные эффузивы, 10 - сланцы с прослоями известняков, 11 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые, 12 - границы по разрывным нарушениям.



Рис. 27. Разрез офиолитов Среднетерсинского массива в районе г. Становой Хребет. Усл. обозн. см. на рис. 26.

Ее нижняя часть (4000 м) представлена преимущественно карбонатным разрезом, местами с широким развитием эффузивов базальтоидно-альбитофировой ассоциации /Белоусов и др., 1974/. Верхняя часть (до 4500–7000 м) – доломитовые лагунно-морские отложения на восточном склоне хребта, сланцево-вулканогенные – на западном. На западном склоне отмечено присутствие ассоциации высокотитанистых докембрийских базальтоидов, на восточном – кислые эффузивы с повышенным содержанием калия. Осадочные породы этих разрезов обуглероженные, сероцветные. Красноцветные отложения отсутствуют. Кислые эффузивы на западном склоне хребта присутствуют только в нижней части енисейской серии. Перекрыта она отложениями с фауной нижнего кембрия /Офиолитовая ассоциация..., 1982/.

Кембрийские отложения района в нижней части представлены карбонатными толщами, которые вверх по разрезу сменяются вулканогенно-обломочными и эффузивными (порфирировыми) толщами.

О зрелом состоянии земной коры региона свидетельствует наличие докембрийских калиевых гранитоидов и толщи кислых эффузивов в основании енисейской серии. Большое значение для тектоники Кузнецкого Алатау имеют разломы различного масштаба, главным из которых является Кузнецко-Алатаусский глубинный разлом /Кузнецов, 1954/, ветви которого на рассматриваемом участке имеют северо-северо-западное простирание. С ними сопряжена серия разломов северо-восточного простирания раннекембрийского возраста, в результате чего вся территория разбита на серию клиновидных блоков размером от 20–30 до 50–70 км в поперечнике. Хорошо фиксируются сдвиги.

Офиолиты Кузнецкого Алатау являются составным элементом тектонических зон с отчетливо выраженными линейными структурами, выполненными зеленокаменными породами.

По составу и структуре в офиолитах Среднетерсинского массива выделяется несколько комплексов пород: дунит-гарцбургитовый, верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый комплекс, эффузивно-осадочные породы (рис. 26). В нижних частях разреза залегают оливин-ангидритовые метаморфиты, возникшие в результате пластической деформации пород дунит-гарцбургитового комплекса (рис. 27). Метаморфиты характеризуются складчатым строением /Гончаренко, 1977/ с четко выраженной минеральной линейностью оливина. Выше, через тектонический контакт, залегают породы дунит-гарцбургитового

комплекса. Структура дунит-гарцбургитовых тектонитов наследуется верлит-клинопироксенитовым полосчатым комплексом, расположенным между дунитами и габброидами во внутренней части полукольцевой структуры массива. Породы этого комплекса подверглись деформации совместно с дунит-гарцбургитовыми тектонитами и габброидами. Деформация габброидов выражена в развитии гнейсовидных текстур за счет расслоенности пород и минеральной линейности. Интенсивной деформации подверглись также дайки габбро-диабазов, диабазов и т.д., залегающих внутри гипербазитов. Внутренняя часть полукольцевой структуры офиолитов Среднетерсинского массива выполнена главным образом метаэффузивной толщей.

Дуниты и гарцбургиты присутствуют в массиве примерно в равных соотношениях. Гарцбургиты распространены преимущественно в северной части массива, а дуниты – в южной и восточной. Есть основания рассматривать дуниты и гарцбургиты Среднетерсинского массива как генетически родственные образования. Достоверно зафиксирован постепенный переход от дунитов к гарцбургитам, сначала с появлением отдельных зерен ортопироксена, количество которого достигает затем 20–25% объема породы.

Оливин и ортопироксен в дунитах и гарцбургитах постоянно имеют признаки пластических деформаций и рекристаллизации, устанавливаемые для других регионов /Гончаренко, 1976; Меляховецкий, 1977; Nicolas, Poirier, 1976; и др./. По особенностям проявления этих процессов выделяются следующие основные структурные типы оливинов: протогранулярный, порфирокластический, мезокластический, лейстовый, мозаичный /Офиолитовая ассоциация..., 1982/.

Дунит-пегматиты образуют изометричной формы тела размерами до нескольких десятков метров. Наблюдаются постепенные переходы от среднезернистых дунитов к гигантокристаллическим (5–10 см) дунит-пегматитам. В зоне перегиба полукольцевой структуры массива выделяется особый тип гипербазитовых метаморфитов – оливин-антигоритовые породы. Они характеризуются крупнокристаллической структурой, сланцевой текстурой и сложены оливином (10–90%, в среднем 60–70%) и антигоритом. Имеют незначительную примесь хромшпинелидов и магнетита. Распространенной разновидностью ультраосновных пород являются серпентиниты. Обычно ими сложены периферические части массива, а среди неизмененных гипербазитов серпентиниты локализуются в структурно ослабленных зонах. В серпентинитах отчетливо выделяются две минеральные ассоциации – ранняя лизардит-хризотилитовая и наложенная на нее антигоритовая.

Петроструктурные исследования гипербазитов, проведенные А.И. Гончаренко и А.И. Чернышовым /Офиолитовая ассоциация..., 1982/, позволили выделить четыре типа ультраосновных тектонитов, отражающих эволюцию процессов деформирования пород Среднетерсинского массива.

Тектониты первого типа сложены протогранулярным оливином с линейностью, расположенной вблизи его N_g – максимума и совпадающей с минеральной линейностью акцессорного хромшпинелида (L_0).

Тектониты второго типа возникли за счет частичного или полного разрушения первичных тектонитов с образованием порфиорокlastического или мезогранулярного типа структуры оливина. Сформировавшаяся при этом линейность (L_1) оливина унаследовала его первичную линейность (L_0).

Третий тип тектонитов – результат разрушения зерен первичных тектонитов и образования на их месте новых индивидов оливина с линейностью (L_1), тяготеющей к Nп – максимуму. Линейность акцессорного хромшпинелида (L_0) сохраняет прежнее положение по отношению к кристаллическим направлениям.

Тектониты четвертого типа представлены метаморфитами – оливин–антигоритовыми породами. Линейность оливина (L_1) переориентирована и лежит в плоскости (001), сильно отклоняясь от Ng – максимума. Аналогичную переориентировку испытали и зерна акцессорного хромшпинелида.

Приведенные результаты петроструктурного анализа гипербазитов позволили выделить несколько основных фаз в деформационной истории развития и становления офиолитов Среднетерсинского массива. Наиболее ранняя фаза деформации (D_0) фиксируется линейностью (L_0) зерен акцессорного хромшпинелида и отражает субгоризонтальное направление течения вещества предположительно на уровне верхней мантии.

Последующая фаза (D_1) обусловлена вертикальным сжатием при подъеме гипербазитового тела в области физических условий земной коры. При сравнении результатов петроструктурных исследований с экспериментальными данными /Raleigh, 1968/ оказалось возможным оценить параметры данных деформаций: $T=1000^{\circ}\text{C}$ и P около 3–5 кбар.

Третья фаза (D_2) привела к изгибу выведенного на уровень становления габбро–гипербазитового тела, в результате чего была сформирована полукольцевая структура Среднетерсинского массива.

Четвертая фаза (D_3) проявилась в форме надвига вблизи юго-западного перегиба структуры массива, основание которого в разрезе сложено оливин–антигоритовыми метаморфитами.

Термобарогеохимические характеристики дунит–гарцбургитового комплекса исследовались по различным типам включений, выявленных в оливинах дунитов и дунит–пегматитов /Симонов, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982/. Наиболее интересными и информативными для реконструкции параметров минералообразования оказались своеобразные флюидные включения. В оливинах протогранулярного типа включения располагаются полосами, зонами, часто буквально пропитывают все зерно минерала. В зернах оливина, пластически деформированных внутрикристаллическим скольжением по {OK1} /100/, флюидные включения часто четко концентрируются вдоль полос сброса. В целом для включений характерно распределение в виде несколь-

ких субпараллельных полос шириной 0,3–0,5 мм. Такие полосы обычно ориентированы вдоль системы сбросообразования (100). Нередко включения пространственно тяготеют к плоскости (001), реже – (110). Таким образом, устанавливается теснейшая связь флюидных включений с наиболее ранней системой внутрикристаллического скольжения в оливине по {OK1} /100/ /Офиолитовая ассоциация..., 1982/, реализуемой предположительно в условиях верхней мантии /Nicolas, Poirier, 1976/. В экспериментах /Raleigh, 1968; Carter, Ave Lallemant, 1970/ скольжение по указанной системе осуществляется при температуре около 1000°C.

Размеры флюидных включений 2–5 мкм. Формы округлые, эллипсовидные, иногда наблюдается некоторая огранка. Включения обычно однофазовые, темные из-за внутреннего отражения, реже светлые, прозрачные (см. Прил. фото 3, а, б, в). Часто рядом можно видеть и многофазовые (жидкость + светлые кристаллики). Криометрические исследования однофазовых включений показали, что мы имеем дело с двумя типами флюида.

В одних случаях при охлаждении включений в оливинах дунитов гетерогенизация (разделение на газ и жидкость) происходит при $-135 \div -145^\circ\text{C}$. При дальнейшем понижении температуры около -190°C газовый пузырек резко сдвигается, деформируется, включения замерзают. До температуры $-195,8^\circ\text{C}$ мы наблюдаем равновесие газ – твердая фаза. При нагревании около $-182,5^\circ\text{C}$ включения резко оттаивают, переходя в равновесие газ – жидкость. При этой температуре флюид во включениях испытывает процессы перехода в тройной точке. В дальнейшем включения гомогенизируются в жидкость при $-135 \div -145^\circ\text{C}$. Многократное повторение опытов с десятками включений показало стабильность температуры оттаивания и гомогенизации. Данные криометрических исследований позволяют довольно определенно говорить о том, что включения содержат сжиженный метан, так как тройная точка метана соответствует $-182,5^\circ\text{C}$. По температуре гомогенизации оказалось возможным оценить удельный объем ($2,5\text{--}2,6 \text{ см}^3/\text{г}$) метана во включениях. Подобные включения метана в оливинах дунит-пегматитов имеют температуру гомогенизации $-120 \div -122^\circ\text{C}$ и соответствующий удельный объем – около $2,8 \text{ см}^3/\text{г}$.

В других случаях гетерогенизация включений происходит при температуре около -190°C (см. Прил. фото 3, г). При охлаждении до максимально возможной температуры ($-195,8^\circ\text{C}$ – температура жидкого азота, используемого в микрокриокамере) наблюдалось некоторое увеличение газового пузырька. Сравнивая эти данные с характеристиками поведения при низкой температуре известных систем, наиболее вероятным считаем предположение о содержании во включениях жидкого азота. Температура гомогенизации, измеренная для нескольких десятков однотипных включений в разных зернах оливина, укладывается в довольно узкий интервал от $-194,3$ до $-194,9^\circ\text{C}$. Удельный объем сжиженного газа около $1,25 \text{ см}^3/\text{г}$.

Включения сжиженных газов (метана и азота), найденные в оливинах Среднетерсинского массива, приурочены, как было показано, к

структурам деформаций. Они имеют несомненную связь с процессами пластических деформаций и течения гипербазитов. Образование такого рода включений отличается от общепринятых представлений /Ермаков, 1972; Ермаков, Долгов, 1979/ о процессах захвата и консервации включений минералообразующих сред. Наиболее вероятный путь формирования включений сжиженных газов в оливинах гипербазитов следующий.

В первичных, недеформированных гипербазитах в условиях высоких температуры и давления верхней мантии флюид находится в рассеянном связанном состоянии на молекулярном уровне. Как показано многочисленными исследованиями /Флюидный режим..., 1977; Флюидный режим..., 1980; Бейли, 1981; и др./ в составе мантийного флюида преобладают восстановительные и инертные газы (H_2 , CO , CH_4 , N_2). Пластические деформации оливина гипербазитов

на ранних фазах (см. выше), связанные с горизонтальным течением вещества в верхней мантии и подъемом в область коры, реализуются главным образом путем миграции дислокаций по системам скольжения {OK1} /100/, формируя протогранулярный тип оливина. Миграции дислокаций повышают проницаемость оливина, перераспределяют, освобождают связанные флюиды. В свою очередь, высвобождающиеся флюиды значительно повышают масштабы дислокаций /Вернон, 1980/. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются на более крупных дефектах и границах зерен. Образующиеся пустоты, пузырьки, содержащие флюид, имеют размеры в первые микроны, т.е. являются теми включениями, которые мы изучаем методами термобарогеохимии. Подобный механизм образования флюидных включений, связанный с деформациями минералов, рассматривался Г.Х. Грином, С.В. Радклифом /Green, Radcliffe, 1975/, В.А. Кутолиным /1977, 1982/ и др.

Выше была показана несомненная связь включений сжиженных газов с деформациями гипербазитов, осуществляющимися уже на уровне верхней мантии при температуре около $1000^\circ C$. Зная удельные объемы сжиженных метана и азота, мы можем по PVT -диаграммам в области высоких температуры и давления /Томиленко, Чупин, 1983/ оценить вероятные давления при указанных деформациях. Включения сжиженного метана в оливинах дунитов свидетельствуют о давлении порядка 8–8,7 кбар. В дунит-пегматитах давление более низкое – 6,5 кбар. Включения сжиженного азота при температуре до $1000^\circ C$ указывают на режим давления до 11,5 кбар.

Верлит-клинопироксеновый полосчатый комплекс сложен в основном верлитами и клинопироксенами, реже лерцолитами. Верлиты внешне представляют собой кристаллически-зернистые породы массивной или тонкополосчатой текстуры, обусловленной струйчатым расположением клинопироксена на фоне слабонерасчлененной массы дунита. Структура гетерогранобластовая. Состоит из оливина (30–70%), возникшего на его месте антигорита и клинопироксена (30–70%). В небольшом количестве содержатся магнетит и хромшпинелиды.

Клинопироксениты – крупнокристаллические породы массивной текстуры. Структура паналлотриоморфнозернистая, переходящая в порфиροкластическую. Клинопироксен постоянно демонстрирует признаки деформации, выражающиеся в волнистом погасании и изгибе кристаллов, фиксируемых направлением спайности. Пластический изгиб отдельных индивидов сопровождается микросдвигами и рекристаллизацией пироксена вдоль направления осевых плоскостей складок. Среди пироксенитов залегают линзы и различной мощности полосы пироксенит-пегматитов. Крупнокристаллические (размеры индивидов клинопироксена до 10 см) пегматиты обладают постепенными переходами во вмещающие мелкозернистые пироксениты.

Термобарогеохимические исследования клинопироксенитов не дали каких-либо информативных результатов – включений минералообразующих сред обнаружено не было.

Среди габброидов наиболее распространены уралит-соссюритовые полосчатые габбро. Для них характерны серый цвет и гнейсовидно-полосчатая текстура. Сложены они в основном уралитовой роговой обманкой, актинолитом, эпидот-клиноцоизитом, хлоритом, реже присутствуют кварц и альбит. В габбро постоянно устанавливаются признаки деформаций, выражающиеся в обтекании соссюритовым агрегатом микробудинированных псевдоморфоз уралита. Нередко агрегаты соссюрита и уралита представляют собой систему параллельно ориентированных линзовидных обособлений.

Габбро порфириовидные в виде отдельных тел (линз) располагаются среди полосчатых уралит-соссюритовых габбро. Вкрапленники свежего клинопироксена выделяются в микрозернистой массе габбровой структуры.

Габбро-пегматиты наблюдаются главным образом в полосчатых уралит-соссюритовых габбро и имеют практически идентичный минеральный состав, только размеры кристаллов достигают 10–15 см и в центральных частях имеется значительное количество кварца.

Термобарогеохимические характеристики в уралит-соссюритовом габбро получены по включениям в амфиболах, клиноцоизите и кварце. В роговой обманке газовой-жидкие включения трубчатой формы (5 мкм) располагаются равномерно по зерну. Температура гомогенизации 250–270°C. Включения другого типа – многофазовые (газ+жидкость+кристаллы солей и силикатов) имеют полную гомогенизацию при температуре 320–450°C. В клиноцоизите многочисленные газовой-жидкие включения взрываются при низкой температуре. В кварце температура гомогенизации газовой-жидких включений около 260°C. В габбро-пегматитах включения минералообразующих сред исследовались в роговой обманке и кварце. В роговой обманке первичные трубчатые включения ориентированы вдоль удлиненных кристаллов. Температура гомогенизации до 420°C. Давление во включениях в момент гомогенизации, определенное с помощью совместного применения термометрии и криометрии, достигало 400 бар. По данным криометрии, жидкая фаза включений содержит до 7% солей. В кварце газовой-жидкие включения с температурой гомогенизации до 350°C содержат до 26% солей.

В порфировидном габбро включения были найдены во вкрапленниках моноклинного пироксена. Включения обычно располагаются рядами, участками, заполняя центральные части вкрапленников (см. Прил. фото 3, д). Размеры 1–3 мкм. Формы включений – немного вытянутые прямоугольные таблички (см. Прил. фото 3, е). Включения многофазовые, с темными и светлыми анизотропными кристалликами. При исследовании в микротермокамере первые изменения во включениях наблюдаются при 800–900°C, при температуре около 1100°C включения несколько темнеют, при дальнейшем нагревании светлеют и в них обособляются газовые пузырьки. В интервале температуры 1220–1280°C наблюдается полная гомогенизация.

Используя данные термобарогеохимических исследований при анализе условий формирования габброидов, удалось выяснить, что температура метаморфических процессов, приведших к формированию уралит-соссюритовых габбро, находилась на уровне около 350°C при давлении порядка 1 кбар. Температура минералообразования в габбро-пегматитах при возможном давлении до 1 кбар была: для роговой обманки до 500°C, для кварца до 430°C. В случае порфировидных габбро выяснено, что они формировались из высокотемпературных (1220–1280°C) силикатных расплавов, проникавших, вероятно, в уже сформировавшиеся полосчатые габбро.

Дайковый комплекс. В него объединены дайковые породы основного состава (пироксеновые порфириды, диабазы, диабазовые порфириды и т.п.), формирующие отдельные тела, не связанные в так называемый комплекс параллельных даек типа "дайка в дайке".

Пироксеновые порфириды образуют дайки среди габброидов и гипербазитов. Чаше они располагаются вблизи границы уралит-соссюритового габбро с эффузивно-осадочными породами. Вкрапленники представлены ограненными кристаллами клинопироксена. Основная мелкозернистая масса породы имеет габбровую структуру и сложена клинопироксеном, роговой обманкой, актинолитом, хлоритом и соссюритизированным плагиоклазом.

Дайки диабазов и диабазовых порфиритов наблюдаются среди гипербазитов и широко распространены среди эффузивно-осадочных пород офиолитовой ассоциации. Вкрапленники представлены клинопироксеном, развивающейся по нему роговой обманкой и реже измененным плагиоклазом. Основная масса имеет диабазовую структуру.

Во вкрапленниках пироксеновых порфиритов встречены два типа расплавных включений. Около центра кристаллов клинопироксена располагаются темные округлые включения, очень похожие на включения с мелкораскристаллизованными фазами во вкрапленниках эффузивов Камчатки /Магматогенная кристаллизация..., 1975/. Температура гомогенизации этих включений около 1280°C. Самый центр клинопироксеновых вкрапленников обычно занимают многочисленные включения с огранкой, полностью повторяющей внешние очертания кристаллов. Включения многофазовые, содержат светлые кристаллики, светлое стекло и темные фазы. При нагревании около 800–820°C изменяются фазы, при температуре около 900°C включения начинают тем-

нет. При 1100–1130°C с краев к центру включений развивается расплав и обособляются газовые пузырьки. Температура гомогенизации 1150–1200°C.

В диабазовых порфиритах включения располагаются по зонам роста вкрапленников. Включения размером 5–10 мкм, многофазовые: несколько анизотропных кристалликов+стекло+темные фазы, похожие на деформированные газовые пузырьки. При исследовании в микротермокамере на уровне 1000°C изменяется содержимое включений. При 1180–1210°C появляется кайма расплава, в дальнейшем плавятся все фазы включений, при температуре около 1250–1280°C включения становятся светлыми и гомогенными.

Проведенные исследования дайковых пород показали, что первыми при температуре от 1150–1200 до 1280°C кристаллизовались вкрапленники клинопироксена. Затем формировался плагиоклаз, локализуясь главным образом в основной мелкозернистой массе. Такая последовательность характерна для кристаллизации базитовых расплавов в режиме увеличения давления воды, тогда как кристаллизация в первую очередь плагиоклаза говорила бы о сбросе летучих /Волохов, 1979/.

Эффузивно-осадочные породы представлены кремнисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами с линзами известняков и горизонтами метаэффузивов основного состава.

Метадиабазы, значительно распространенные в породах карбонатно-сланцевой толщи, с поверхности темно-зеленые, плотные. Микролитовая структура эффузивов сильно затуманена наложенными процессами. На контактах с гипербазитами эффузивы превращены в альбит-амфиболовые сланцы. Из-за очень сильной измененности первичных минералов провести термобарогеохимический анализ не представилось возможности.

Особенности генезиса. Имеются основания предполагать, что вся совокупность пород, слагающих Среднетерсинский массив, возникла как результат эволюции базальтового расплава и взаимодействия его с твердопластичным дунит-гарцбургитовым субстратом, представляющим собой мантийный "тектонит" или рестит – тугоплавкий остаток от выплавления базальта из верхней мантии /Офиолитовая ассоциация..., 1982/. Основным допущением, которое было принято в указанной работе, является развитие мантийного диапира, который создал условия растяжения в протерозойской гранитно-метаморфической коре Алтае-Саянской области. Установленные фазы деформаций пород Среднетерсинского массива (см. выше) позволяют выделить четыре этапа развития офиолитовой ассоциации и увязать их с представлениями об общем ходе формирования структуры рассматриваемого региона.

Первый этап развития структуры района в породах Среднетерсинского массива фиксируется фазой деформации, которая отражает главным образом горизонтальное растекание вещества от приподнятых частей мантийного диапира к их более опущенной периферии. Выявленные направления движения вещества ориентированы с северо-востока на

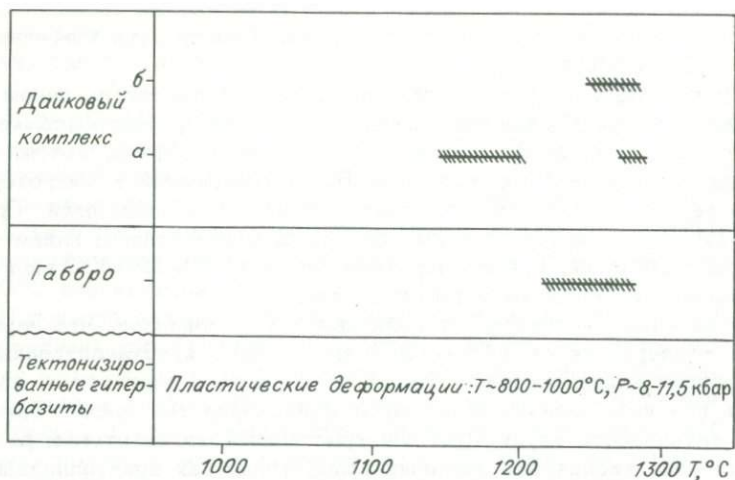


Рис. 28. Условия образования пород офиолитов (клинопироксен) Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) по данным термобарогеохимических исследований.

Порфириты: а – пироксеновые, б – диабазовые.

юго-запад. Температура деформационных процессов достигала, вероятно, 1000°C и более, давление 8–11,5 кбар (рис. 28). Отличительная особенность первого этапа – восстановительный характер флюида, главную роль в котором играли метан и азот.

Второй этап по времени приходится на формирование осадочно-эффузивного комплекса верхней части енисейской серии западного склона Кузнецкого Алатау. Он знаменует собой продолжение развития мантийного диапира и характеризуется главным образом активизацией процессов глубинного магматизма – развитием базальтовых магм. При этом в стратиграфическом разрезе излияния кислых эффузивов (альбитофиров) и лейкократовых базальтов предшествуют излияниям базальтов толеитового типа. Уровень кромки мантийного диапира в это время был поднят, вероятно, несколько выше, чем на предыдущем этапе, что способствовало усилению растекания вещества в горизонтальном направлении, которое захватило и нижние горизонты коры. Связанные с этим горизонтальные растягивающие усилия привели к разрыву гранитно-метаморфического слоя и формированию рифтогенной структуры, по типу отвечающей схеме рассеянного рифтогенеза. Породы в ее донной части претерпели максимальную глубинную переработку. Нарушение изостатического равновесия привело к выдавливанию глубинных пород во внутренней части рифтогенной структуры, в результате чего глубинные породы заняли аномально высокое гипсометрическое положение, выйдя на уровень, сопоставимый с положением осадочно-метаморфических образований терсинской и колтаской серий. Механизм такого протрудирования был рассмотрен на примере Борусского массива Западного Саяна /Кузнецов, 1978,

1980/. При этом протрузии глубинных пород могли происходить без существенного разрушения первичных взаимоотношений между комплексами пород различного состава, сформировавшихся на глубине, т.е. могла сохраниться относительная стратиформность нижней части разреза офиолитов. Протрузия происходила при температуре до 1000°C и давлении 3–5 кбар.

С заключительной стадией растяжения связано скорее всего внедрение габброидных расплавов, в результате которого за счет взаимодействия с дунит-гарцбургитовым реститом сформировалась верлит-клинопироксенитовая ассоциация. Офиолитовые габбро кристаллизовались из расплава с температурой $1220\text{--}1280^{\circ}\text{C}$. Флюидный режим кристаллизации габбро характеризовался накоплением летучих, что явилось впоследствии основной причиной интенсивного метаморфизма полосчатого габбро. Температура кристаллизации пород дайкового комплекса была несколько ниже ($1150\text{--}1280^{\circ}\text{C}$).

Третий этап – установление изостатического равновесия и интенсивного вулканизма в рифтовой структуре. Постепенно теряется пластичность большой массы остывающих горных пород в результате затухания эндогенной активности. Охлаждение пород под сводовым поднятием и сокращение их объема могли привести к опусканию его поднятой части и возникновению условий субгоризонтального сжатия, которое способствовало дальнейшему развитию протрузий. Возникновение субгоризонтальных сжимающих тектонических напряжений в нашем случае нашло отражение в деформации изгиба. Деформация отражает условия изгиба габбро-гипербазитового тела, которое до этого имело плосковытянутую форму, в полукольцевую структуру. Этот этап характеризуется условиями последних метаморфических превращений габброидной части офиолитовой ассоциации ($T=350^{\circ}\text{C}$, $P=1$ кбар) и внедрением последних порций магмы дайкового комплекса.

Заключительный этап развития – надвиговые дислокации, которые происходили в условиях сравнительно низких температуры и давления, отвечающих фации зеленых сланцев и ниже. Источник сил, вызывающих надвиговые дислокации, был весьма консервативным, поскольку следы его воздействия фиксируются на протяжении всего палеозоя в пограничных структурах Кузнецкого Алатау и Кузбасса.

Глава 5. РИФТОВАЯ МОДЕЛЬ ОФИОЛИТОГЕНЕЗА

Основные гипотезы офиолитогенеза. Условия образования горных пород, составляющих офиолиты, колеблются по давлению от 10 кбар и более до нескольких атмосфер, по температуре – от 1450 до нескольких градусов, а по фашиальной обстановке – от подкоровой до осадочной морской и даже субаэральной, т.е. процесс формирования ассоциации последовательно проходит на разных гипсометрических уровнях и носит явно выраженный сквозькоровый характер.

Сложность состава и структуры офиолитов свидетельствует о богатой истории их становления в результате тектонических, петрологических, геохимических, физико-химических и других процессов, составляющих общую картину их генезиса — офиолитогенеза /Кузнецов, Симонов, 1983/.

Подмеченный в начале XIX в. феномен устойчивого сонахождения генетически разнородных породных комплексов, получивший впоследствии наименование "триады Штейнманна" или "офиолитов" /Brongniart, 1821; Steinmann, 1905, 1927; Хесс, 1957/, является закономерностью, обусловленной процессами мантия — кора. В этом состоит естественно-научное значение исследований закономерностей положения офиолитов в разновозрастных и разнотипных структурах земной коры, а также их сравнительной петрологии. Вопросы генетической разнородности составных частей офиолитов и сложные структурные превращения, которые неравномерно испытывают их части, могут быть рассмотрены на качественно ином уровне, если подойти к этим вопросам с позиций представлений об офиолитогенезе как сквозькоровом процессе постуления мантийного вещества на поверхность планеты и его попутной дифференциации, взаимодействия с коровыми образованиями и структурной эволюции. Различия в структуре и составе отдельных конкретных офиолитовых ассоциаций можно считать многообразием проявления реального процесса.

Среди многочисленных гипотез о происхождении офиолитов наиболее популярна гипотеза спрединга, предложенная Дж. Канном /Cann, 1970, 1974/ для срединно-океанических хребтов в рамках тектоники литосферных плит. Вариации этой гипотезы объясняют образование океанической коры различных регионов. Приводить здесь мы их не будем, так как они общеизвестны. Менее популярна гипотеза, в основе которой лежит представление об ограниченном раздвиге литосферных блоков /Пинус, 1976, 1983; Пинус и др., 1981б; Кузнецов, Симонов, 1983/. В соответствии с ней офиолитогенез связан с рифтогенезом, который сопровождается адиабатическим плавлением вещества верхней мантии и выносом на поверхность глубинного тела посредством базальтового вулканизма; изостатическим подъемом части мантийного вещества в рифтовой зоне; периодическим возникновением субпараллельных трещин и образованием дайковых комплексов; угонением земной коры и образованием грабенообразных структур; терригенным и кремнистым осадконакоплением в грабенах. Все это процессы, требующие для своего протекания свободного пространства, т.е. режима растяжения. Но в большинстве случаев в офиолитах присутствуют тектонические контакты ультрабазитовых и габбровых тел с вмещающими их комплексами. Протрузии в своей значительной части происходят в обстановке сжатия, поэтому Г. Хесс /1957/ отметил это в качестве основной закономерности появления офиолитов в складчатых поясах в эпохи орогенических фаз.

Еще менее известна гипотеза интрузивного внедрения ультрабазит-базитовых комплексов вдоль зон глубинных разломов в вулканогенные толщи геосинклинального разреза, приводящее к образованию

офиолитов /Зимин, 1973; Леснов, 1981; Максвелл, 1973; Хесс, 1939; Maxwell, 1970/.

Итак, офиолитогенез, согласно всем перечисленным концепциям, можно свести к следующему: "срединно-океаническая модель" - отражает новообразование океанической коры на конструктивной границе литосферных плит, целиком обусловленное процессами дифференциации верхней мантии и поступлением этих дифференциатов на поверхность; "рифтогенная" или "троговая" модель - преобразование коры в результате деструктивных процессов, при расколе и преобразовании вещества континентальной литосферы и замещением его в некотором объеме веществом мантии; "интрузивная модель" - преобразование вещества земной коры, но без учета большинства тектонических факторов. Следует отметить, что интрузивная модель в своей основе не противоречит "срединно-океанической", если учесть замечания о возможно большей роли, чем обычно принимается, нормального внедрения основной и ультраосновной магмы и вертикальных движений при формировании океанической коры /Bonatti, 1976, 1978/.

Обобщая представление о связи тектогенеза и офиолитогенеза, можно отметить, что во всех случаях, исключая разве лишь обстановку зоны перехода океан - континент, для объяснения офиолитогенеза привлекается представление о сквозном расколе литосферы, который можно рассматривать в качестве некоторой формы рифтогенеза. Вариации зависят в основном от характера субстрата (континентальная или океаническая кора), участвующего в строении расходящихся литосферных блоков, и от субъективной оценки масштабов раздвига. В подтверждение этой мысли можно привести характеристику рифтогенных структур, данную Е.Е. Милановским /1985, с. 6/: "Рифтовые зоны (и рифтовые пояса, в которые они объединяются) представляют собой обширные (измеряемые многими сотнями и тысячами километров в длину), полосовидные области повышенного, нередко и очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала, сопровождаемый некоторым растеканием его в стороны в подошве коры и частичным проникновением внутрь земной коры, ее более или менее значительным сводообразным вспучиванием и горизонтальным растяжением, растрескиванием, локальным проседанием линейно вытянутых растянутых присводовых участков (собственно рифтов) или даже разрывом сплошности ранее существовавшей в их основании коры и подъемом и выносом на поверхность магматических продуктов плавления мантийного (и частично корового) вещества".

Масштаб и относительная роль отдельных взаимосвязанных элементов рифтогенеза существенно различаются в рифтовых зонах разного типа. Подчеркнем отмеченную Е.Е. Милановским характерную черту рифтовых зон: возникновение рифтогенеза не зависит от типа коры, на фоне которой развивается этот процесс. Тип коры влияет лишь на производные характеристики рифтогенной структуры: характер и мощность выполняющих ее осадочных формаций, состав магматических образований, особенности магнитного и гравитационного по-

лей и т.д. Эти признаки используются для классификации главных категорий рифтовых зон – внутриконтинентальных, межконтинентальных, периконтинентальных и океанических /Милановский, 1985/. Следует отметить, что Е.Е. Милановский противопоставляет "рифтоподобные" офиолитовые зоны, которые в геосинклинальных областях подвергаются раздавливанию и "закрытию", типичным рифтовым зонам, более успешно противостоящим общему сжатию. Он относит эту особенность к наличию расклинивающего эффекта выступов мантийного материала, возникших в глубинной структуре этих зон.

Ставшие общепринятыми представления В. Бенсона /Benson, 1926/ и Г. Хесса /1957; Hess, 1955, 1964/ о мантийном генезисе ультрабазитовой (дунит-гарцбургитовой) части офиолитового комплекса /Добрецов, 1980; Пинус, 1983; Рингвуд, 1981; и др./ позволяют предсказать, что в автохтонном залегании офиолиты должны иметь структурную связь с мантией. Поэтому анализ тектонической природы офиолитов следует начинать с тех случаев, когда они находятся в автохтонном залегании, т.е. не утратили связи со своими мантийными "корнями". Затем можно проанализировать примеры аллохтонного залегания офиолитов.

Поскольку в океанах, переходных зонах и на континентах офиолиты должны иметь свои особенности формирования, рассмотрим их по отдельности.

Офиолитогенез в океанах связан с процессами, происходящими под срединно-океаническими хребтами. Генезис офиолитов в этих зонах рассматривается во многих работах /Колман, 1979; Greenbaum, 1972; и др./. Генетические схемы в основных положениях сходны и соответствуют в целом мантийно-магматической гипотезе /Пейве и др., 1977/. Офиолиты формируются в результате развития под срединно-океаническими хребтами магматических камер с базальтовым расплавом на дунит-гарцбургитовом основании (мантийном рестите, тектоните). В нижних частях камеры в процессе гравитационного осаднения образуются ультраосновные кумуляты, выше постепенно переходящие в полосчатые габброиды. Далее вверх по разрезу габброиды сменяются дайковым комплексом, который образован расплавами, поступавшими из той же камеры. Большая часть этих расплавов проникает на поверхность и, изливаясь в подводных условиях, формирует подушечные лавы, которые переслаиваются с пелагическими осадками в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и частично по их бортам.

Альтернативы этой гипотезе практически нет. Думается, что она в наибольшей степени отвечает современному уровню знаний об офиолитах океанов. Офиолиты соответствуют здесь понятию новообразованной коры "океанического типа". Необходимо только подчеркнуть офиолитогенерирующую роль рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Именно рифты – наиболее активная часть этих областей, где тектонические процессы развиваются у нас на глазах /Исследования..., 1972/. Мантийно-магматическая гипотеза вполне удовлетворительно объясняет процессы, приводящие к формированию океанических офиолитов в

автохтонном залегании. О происхождении аллохтонных офиолитов в океанах из-за недостатка фактического материала судить трудно.

Офиолитогенез в переходных областях (океан – континент) представлен проявлениями офиолитов в зонах тихоокеанского типа и межконтинентальных рифтах. В зонах тихоокеанского типа офиолиты в автохтонном залегании могут образовываться в глубоко-водных желобах, островных дугах и краевых морях /Karig, 1971/. Что касается глубоководных желобов, можно утверждать только о наличии здесь офиолитов. О способах образования их судить пока рано.

Появление офиолитов в основании островных дуг объясняется возникновением островов на фундаменте из океанической литосферы в результате вулканической деятельности /Miyashiro, 1975/. В краевых морях офиолиты могут образовываться либо таким же путем, как в срединно-океанических хребтах, либо в результате утонения и погружения континентальной коры /Хизен, 1975/. Как и в предыдущем случае, офиолитогенез приурочен здесь к участку литосферы над сейсмофокальной зоной.

Офиолиты в аллохтонном залегании в переходной зоне тихоокеанского типа, по мнению сторонников тектоники литосферных плит, формируются следующим образом. Океаническая кора, образующаяся в срединно-океанических хребтах, мигрирует к окраинам континентов, постепенно погружаясь (субдуцируя) в мантию. В определенных условиях пластины океанической литосферы могут быть надвинуты на краевые части континентальных плит (обдуктированы) – /Colman, 1971; Gealey, 1980/. Как отмечалось, актуалистических примеров обдукции мы не имеем, и в целом этот механизм образования офиолитов остается неясным.

Офиолитогенез в межконтинентальных рифтах практически единственный актуалистический пример офиолитообразования. В Красном море в настоящее время в результате раздвига литосферных блоков образуется новая "океаническая кора". Однако миоценовые офиолиты, сформировавшиеся на ранних стадиях раздвига континентальных блоков по периферии Красного моря, по своим характеристикам отличаются от офиолитов, разрезы которых реконструируются для срединно-океанических хребтов /Колман и др., 1979; Colman et al., 1975/. Межконтинентальные рифты, имея непосредственную связь с океаническими /Милановский, 1976/, образуют вместе с некоторыми континентальными рифтами единую рифтовую систему Земли. Поэтому в целом, несмотря на имеющиеся различия, генезис офиолитов в зонах межконтинентальных рифтов должен быть сходным с процессами офиолитогенеза в рифтах срединно-океанических хребтов и в общих чертах соответствовать мантийно-магматической гипотезе.

Офиолитогенез на континентах в силу своей доступности исследован в наибольшей степени. Среди гипотез генезиса континентальных офиолитов можно выделить: мантийный диапиризм; офиолитогенез заложения геосинклиналей; офиолитогенез зон глубинных разломов; офиолитогенез образования и последующей деформации рифтовых

зон; офиолитогенез обдукции океанической коры; офиолитогенез процессов "паратексиса", т.е. в основу любой из этих рабочих гипотез положены определенные, неравнозначные по своей обоснованности прямые или выводные геологические факты, ряду которых отдается предпочтение в зависимости от исходной позиции исследователей или наиболее весомого фактора геологической обстановки.

Гипотеза мантийного диапиризма, в соответствии с которой офиолиты образуются в процессе подъема расплавленного мантийного материала при дифференциации магмы в формирующихся камерах /Максвелл, 1973; Maxwell, 1970, 1974/, имеет ярко выраженный фиксистский характер и широкого признания не имеет. Однако отдельные элементы этого механизма присутствуют в моделях практически всех вариаций гипотез формирования офиолитовой ассоциации. В частности, можно отметить подъем расплавленного мантийного вещества до некоторого гипсометрического уровня, аномального по отношению к равновесному состоянию системы мантия - кора в основании рифтовых зон, в "корневых зонах" глубинных разломов и т.д. Описанные примеры высокотемпературных интрузивных перидотитов Тинаквилло /MacKenzie, 1960/, Маунт-Альберт /Smith, MacGregor, 1960/, Ронда /Dickey, 1970; Loomis, 1972/, внедренных в верхние горизонты коры в виде горячих кристаллических диапиров, и большое сходство с ними по составу и минералогии шпинелевых перидотитов о-вов Св. Петра и Св. Павла в Центральной Атлантике интерпретируются как высокотемпературные диапировые интрузии мантии /Melson et al., 1967/. А. Рингвуд /1981/ считает, что происхождение этих интрузий связано со специфическими тектоническими условиями, а генетические связи с соседними базитовыми породами отсутствуют, т.е. отношение их к ультраосновной части офиолитового комплекса весьма проблематично. Условия формирования этих интрузий характеризуются парагенезом оливина и плагиоклаза, что отвечает температуре порядка 1000°C.

Формирование в "офиолитовую" стадию эвгеосинклинальных режимов /Белоусов, 1976/. Представление основано на том, что габбро-перидотитовая и спилит-диабазовая формации часто сопряжены в пространстве. В некоторых работах /Макарычев, 1978; Марков, 1970, 1975; Пейве и др., 1972/ габбро-гипербазитовые части офиолитов рассматриваются в качестве меланократового фундамента эвгеосинклиналей. В представлении сторонников этих взглядов, эвгеосинклинальные зоны фанерозойских поясов закладываются на коре океанического типа - меланократовом фундаменте /Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972, 1976/. При этом подразумевается, что океаническая кора возникает в результате спрединга океанического дна. В последнее время группа исследователей во главе с А.В. Пейве пришли к выводу, что совокупность тектонических, седиментационных, магматических, метаморфических процессов, вызывающих структурное и вещественное преобразование океанической коры в континентальную можно определить как аккреционно-деструктивную концепцию развития земной коры, которая сменяет классическую геосинклинальную теорию /Пейве и др., 1984/. Переход на такую позицию делает "офиолитовую стадию раз-

вития эвгеосинклинали" достоянием истории развития геологических знаний. Однако сам факт парагенетического единства офиолитов и других раннегеосинклинальных образований (в рамках классической геосинклинальной терминологии) остается в силе, и палеотектоническую обстановку формирования эвгеосинклинального комплекса рассматривать все же необходимо. Следуя этой логике, Г.В. Пинус с соавторами /1981б, 1984/ на фактическом материале, собранном почти из всех офиолитовых поясов северо-восточной части Евразии, утверждают, что палеотектоническая обстановка формирования офиолитовых ассоциаций соответствовала доинверсионной стадии развития геосинклинали, когда ее ложе было уже в достаточной степени дифференцировано на узкие эвгеосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. Доминирующую роль при этом они отдают вертикальным движениям по крутопадающим разрывам, а всю сумму структурно-вещественных преобразований коры связывают с рифтогенными процессами /Пинус и др., 1984, с. 185-187/, считая, что первопричиной возникновения офиолитовых ассоциаций, независимо от геологической обстановки, является локальный разогрев верхней мантии, частичная дифференциация ее вещества и связанный с этим мантийный диапиризм.

При изучении альпинотипных гипербазитов и гипербазитовых ксенолитов в базальтах Монголии Г.В. Пинус и его соавторы установили последовательный ряд увеличения температуры и давления кристаллизации: лерцолиты альпинотипных гипербазитов – шпинелевые лерцолиты из ксенолитов в базальтах – пироповые лерцолиты из ксенолитов в базальтах. Формирование пироповых и шпинелевых лерцолитов, выносимых базальтами, происходило на более глубоких уровнях верхней мантии по сравнению с породами альпинотипных гипербазитов, которые не встречаются в ксенолитах внутри базальтов. Следовательно, вещество альпинотипных гипербазитов локализуется в разрезе верхней мантии складчатых областей лишь в сравнительно узких зонах, сопряженных с глубинными разломами /Пинус, Агафонов, 1978, Пинус и др., 1984/. Из этого Г.В. Пинус сделал следующий вывод: "Очаги ультраосновного расплава, материнского для альпинотипных гипербазитов, располагаются на неодинаковых, но глубоких уровнях верхней мантии, и локализуются в относительно узкой области повышенной проницаемости, параметры которой соответствуют размерам офиолитовых зон" /Пинус, 1983, с. 14/. Это заключение свидетельствует в пользу предположения о том, что альпинотипные гипербазиты офиолитовых поясов не слагали обширной океанической плиты, фрагменты которой оказались на поверхности в офиолитах "сутуры" закрывшегося океана, а были сформированы в локальной зоне петрогенетических превращений верхней мантии, в основании рифтогенной структуры.

Связь офиолитовых гипербазитов с глубинными разломами отмечается многими исследователями /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Москалева, Шаталов, 1974; Велинский, Варганова, 1981; Леснов, 1981; Пинус и др., 1984; и др./ . Офиолиты представляют собой последовательно сформировавшиеся в зонах глубинных разломов магматические субвертикальные тела. Первыми в виде интруз-

зий или протрузий вдоль зон разломов проникают гипербазиты, а затем интрузии габброидов с широким развитием метасоматических процессов. Формирование офиолитовой ассоциации объясняется пространственным совмещением различных формаций, подчиненных структурному контролю глубинных разломов. Эта модель широко известна и в комментариях не нуждается.

Генезис офиолитов рифтовых зон /Марков, Некрасов, 1979; Добрецов, 1980, 1981; Варлаков, 1981; Иванов, 1981; Континентальные рифты, 1981; и др./ можно объяснить 1) плавлением мантийного вещества одного и того же состава в зависимости от закономерно уменьшения глубины очага /Green, 1971/; 2) плавлением на разной глубине неоднородного по составу мантийного вещества /Gast, 1968/; 3) смешением первичного вещества горячего мантийного "плюмажа" с материалом низких скоростей /Шиллинг, 1973/. Подтверждением этих моделей служит систематическое изменение состава магм в рифтовых областях от одного экстремального петрохимического типа к другому. Однако ни одна из них не объясняет факта незакономерной смены одного типа пород другим в пределах одной рифтовой провинции, поэтому встает вопрос о новых данных, необходимых для пересмотра этих моделей /Рамберг, Нейман, 1981/.

Общие для всех моделей при рифтогенезе – разогрев континентальной коры, ее утонение и разрыв при растяжении, с образованием новой коры "океанического типа" /Милановский, 1981; Хаин, 1982/. Фактически это понятие соответствует здесь понятию "офиолитовая ассоциация". Раздвиг, по некоторым оценкам, может достигать сотен и даже тысяч километров, приводя к образованию океанов /Зоненшайн и др., 1977, 1981a; Passerini, 1982/. Рифты с малой амплитудой раздвига, не успевшие преобразоваться в океаны, считаются "недоразвитыми" /Берк, 1981/.

Некоторые исследователи противопоставляют рифтогенез геосинклинальному процессу. В частности, К.В. Боголепов /1977, с. 7/ считает, что если рифтогенез сопровождается подъемом к поверхности дифференциатов мантийного вещества, чем приводит к формированию базитовой океанической коры и служит важнейшей причиной образования и развития глобальных океанических структур, то геосинклинальный процесс, вместе с эпигеосинклинальным орогенезом, ведет к созданию гранитно-метаморфического слоя и становлению структуры континентов за счет преобразования осадочного слоя. При этом подчеркивается, что установление ископаемых рифтов затруднено явлением конвергентности осадочных магматических формаций внутриконтинентальных рифтов и соответствующих формаций, образующихся на орогенной стадии развития земной коры, а у океанических рифтов – конвергентностью с формациями ранних (офиолитовых) стадий развития эвгеосинклиналей. Вероятно, это и приводит некоторых исследователей к отождествлению океанов с геосинклиналями. Кроме того, К.В. Боголепов считает, что отождествление рифтов с гипербазитовыми поясами недостаточно убедительно, так как гипербазиты в геосинклиналях связаны с движениями мантийных пластин по надвигам, т.е. с ме-

ханизмом, противоположным в кинематическом отношении рифтогенезу. Поэтому предположение о рифтовой природе геосинклинальных котловин окраинных морей или же геоантиклинальных поднятий островных дуг противоречит критериям выделения рифтов. Формирование зон растяжений и раздвигов, обуславливающих высокую проницаемость и магматизм современных окраинно-океанических систем связано, вероятно, "...с растяжением лишь верхних частей геосинклинальных призм, ограниченной зоной преимущественного сжатия по поверхности Бенюфа и нисходящим конвекционным потоком в мантии, т.е. носят, как это ни парадоксально, менее глубинный характер, чем при рифтогенезе в его тектонотипическом выражении" /Боголепов, 1977, с. 9/.

Обдукцией океанической коры объясняется появление офиолитов в окружении пород континентальной коры /Зоненшайн, 1979; Колман, 1979; Gealey, 1980; и др./.

Все вариации этой модели опираются на постулаты тектоники литосферных плит о связи процессов образования зон Бенюфа - Заварицкого с коллизией пассивной континентальной окраины и островной дуги, либо двух островных дуг. В результате столкновения меланократовый фундамент оказывается поднятым на земную поверхность и залегающим на пододвинутых под него образованиях континентальной коры. Схематизированный разрез выглядит так /Gealey, 1980/: на пелагических осадках континентальной окраины или на кристаллических сиалических породах через тектонический контакт, отвечающий плоскости палеозоны Бенюфа - Заварицкого, залегают осадки "субдукционного комплекса", соскобленные в процессе движения основания островной дуги вдоль плоскости Бенюфа - Заварицкого, пелагические осадки и, частично, офиолитокласты, интенсивно смятые и обладающие переменной мощностью. Эта толща образует промежуточный тектонический блок, который перекрыт в разрезе уже собственно офиолитовой пластиной (см. рис. 2). Локализованный в сравнительно узкой зоне метаморфизм голубых или зеленых сланцев (быстро убывающий вниз по разрезу и по мере удаления от контакта обдушированных пластин) показывает, что обдукция происходила на глубинах 20-25 км. В. Гили /Gealey, 1980/ разделяет этот процесс на два этапа: на первом происходит пододвигание континентальной литосферы под фундамент островной дуги по зоне Бенюфа - Заварицкого, на втором - заложение системы разломов выше плоскости сейсмофокальной зоны и расчленение разреза на серию чешуй, в которой офиолиты занимают положение выше образований, сформированных в бассейне между островной дугой и континентальной окраиной. Могут встречаться случаи изостатического всплывания тектонических блоков сиалической коры сквозь толщи офиолитовых покровов после прекращения процесса поддвига. В схеме обдукции, приводимой в работе Л.П. Зоненшайна /1979/, возможность пододвигания континентальной коры под океаническую (т.е. под островную) дугу отрицается. Модель коллизии объясняется тем, что плоскость сейсмофокальной зоны на определенном этапе развития этого процесса "заклинивается" более прочной и мощной плитой континентальной литосферы и резко меняет обстановку на обратную, что позволяет этому

автору объяснить сохранение направления относительного движения плит и наблюдаемую в эпигеосинклинальных областях (т.е. зонах коллизии) зональность магматизма.

Модель офиолитогенеза в процессе "паратексиса" основана на типизации офиолитов по петролого-геохимическим и тектоническим признакам. Цель этой типизации – выявление гетерогенности офиолитов и сопоставляемой с ними океанической коры. Петрологическая схема формирования наиболее распространенных офиолитов I типа (табл. 1) /Добрецов, 1980/ основана на допущении о непрерывном расширении коры и верхней мантии над восходящей ветвью астеносферных течений или над поднимающимся астеносферным диапиром. Расширение в верхней части мантии реализуется в виде пластического течения, в камере – растеканием расплава, в верхней части разреза – формированием комплекса даек и излияниями базальтов. Ведущую роль на всех стадиях, по мнению Н.Л. Добрецова, играет "паратексис" – просачивание пикритового расплава, сопровождаемое рестированием верхней мантии.

В отличие от инфильтрации флюидов, "паратексис" не лимитируется пористостью пород, поскольку на фронте просачивающегося расплава будет происходить новое плавление на контактах зерен, и расплав будет сам прокладывать себе дорогу. Непосредственные доказательства такого просачивания в мантии устанавливаются при изучении гарцбургитового фундамента офиолитового комплекса /Добрецов, 1980/. На прогрессивном этапе просачивание происходит сплошным фронтом, обуславливая формирование сильно истощенного в верхней части разреза дунит-гарцбургитового рестита, часто с ритмичной полосчатостью и струйчатым расположением пироксенов. На регрессивной стадии просачивание локализуется в виде отдельных струй, где формируются трубообразные тела и сеть жил дунитов, сменяющихся жилами пироксенитов и габбро.

В промежуточном очаге наблюдаются кумулятивные процессы, а растрескивание его кровли приводит к образованию комплекса даек. В кульминационную стадию просачивание идет равномерным потоком через мантию с образованием полного разреза офиолитов с деформированными реститами в основании, кумулятивными (нижними) и эвтектоидными (верхними) габбро и комплексом параллельных даек с резкой нижней границей.

Центры расширения и "паратексиса", а также скорость процесса могут меняться, что обуславливает сложное строение и изменчивый состав реститов переходной зоны, а также смену даек силлами, или наоборот. При остывании системы "паратексис" сначала локализуется в отдельных каналах, где интенсивное "промывание" приводит к полному рестированию и возникновению трубообразных тел и жил дунитов, которые по мере остывания расплава, его кристаллизации и реакции с окружающими породами, сменяются отороченными пироксенит-дунитовыми жилами, затем – пироксенитами, отороченными пироксенит-габброидными и, наконец, габброидными жилами. При исчезновении промежуточной камеры сформированная последовательность

Признак	Тип			
	I	II	III	IV
Общий разрез:				
Ультрабазиты	Дуниты-гарибургиты	Гарибургиты-лерцолиты	Гранатовые перидотиты	Дуниты-гарибургиты
Переходный слой	Дунит-пироксенитовый	Троктолитовый	Гранат-пироксенитовый	Пироксенитовый
Габбро и граниты	Эвкриты, оливиновые габбро ± тоналиты, диориты	Габбро-нориты, феррогаббро ± плагиограниты	Эклогиты, метагаббро	Fe-Ti габбро ± гранофиры
Диабазы	Параллельные дайки	Массивные sillы	Массивные sillы (?)	Параллельные дайки
Стратификация	Хорошая	Часто нарушенная	Неясная	Латеральные переходы
Состав габбро	Ca-Al (эвкритовый)	Fe-Ti или переходный	Fe-Ti щелочной	Fe-Ti
Состав вулканитов	Андезито-базальтовый (бонитовый) или переходный	Оливиновые толеиты, щелочные базальты	Щелочные базальты	Fe-толеиты или щелочные базальты
Метасоматиты	Кальциевые (родингиты)	Кальциевые, натровые	Натровые	Разные (в том числе мигматиты)
Метаморфизм (внутренний)	Слабый, низких давлений	Неравномерный, средних давлений	Повсеместный, высоких давлений	Неравномерный, низких давлений
Исходная позиция	Вулканические поднятия (часть островных дуг и срединных хребтов)	Ложе окраинных морей и трансформные разломы	Глуководные желоба и переходные зоны	Внутриконтинентальные рифты
Примеры	Марианская дуга, Восточное Средиземноморье (Троодос и др.), Войкаро-Сыньинский и Куртушибинский пояса	Ял, Филиппинское море, Западное Средиземноморье (Корсика, Лигурия, Калабрия), Войкаро-Сыньинский (западная часть) массив, Борус	Альпы, Марун-Кеу, Полярный Урал, Пенжинская зона, Камчатка	Красное море, Байкало-Муйский пояс

габбро и переходной зоны пересекается поздними дайками диабазов.

Дальнейшая история офиолитов, наблюдаемых в складчатых областях, чаще всего заканчивается в покровообразовании, приводящем к скучиванию и утолщению океанической коры и превращению ее в кору промежуточного типа. Породы, представленные в основании таких покровов, в одних случаях представлены глаукофановыми сланцами и эклогитами (II и III типы), в других – амфиболитами и зелеными сланцами низких и умеренных давлений, или признаки метаморфизма могут вообще отсутствовать (I и IV типы) /Добрецов, 1981, с. 122–124/. Н.Л. Добрецов считает, что ведущим фактором этого процесса является разогрев некоторого объема подкорового вещества и режим растяжения, т.е. то же, что и в модели Дж. Канна /Cann, 1970/. Поэтому четвертым типом офиолитов Н.Л. Добрецов называет рифтовый.

Рассмотренные модели офиолитогенеза дают представление о его связях с тектогенезом. Попытаемся охарактеризовать некоторые общие черты этой связи. Ясно, что процесс офиолитогенеза должен быть сквозькоровым, формируя породы различного гипсометрического уровня образования.

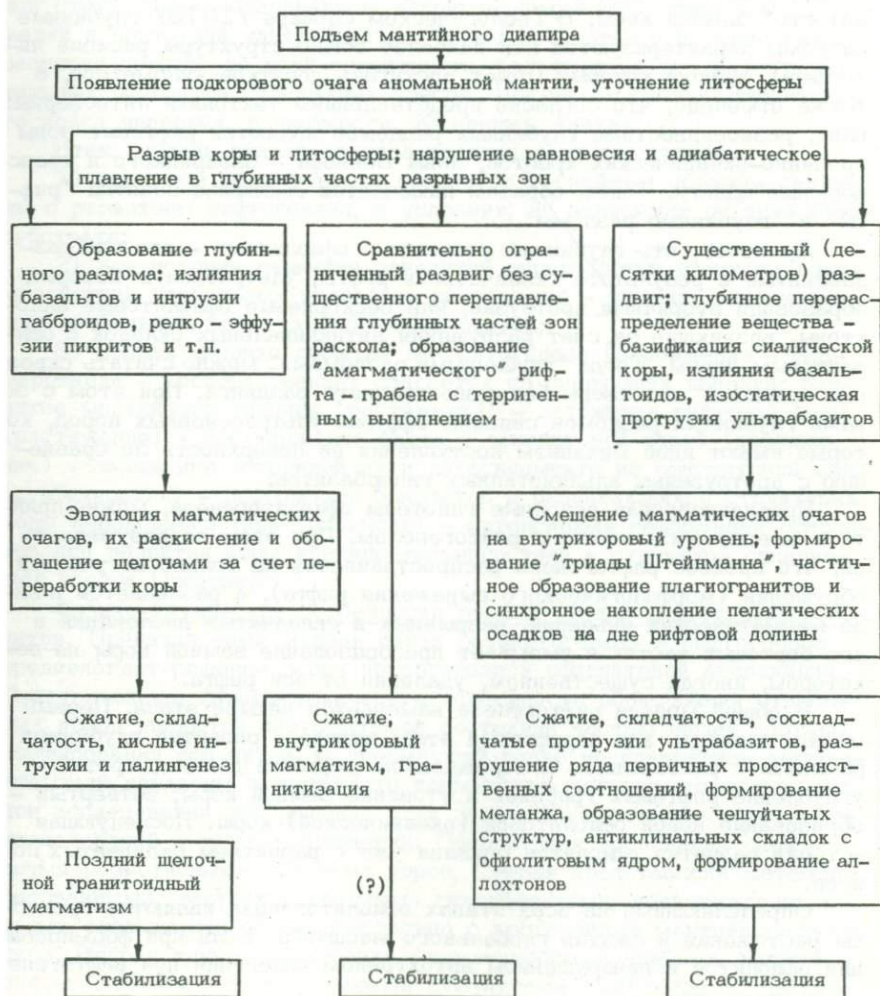
Рассматривая офиолитогенез в эвгеосинклиналиях, глубинных разломах и рифтах, надо учитывать, что эти геологические объекты могут быть взаимосвязаны. Обязательной для всех эвгеосинклиналий предполагается рифтовая (догеосинклиальная) стадия развития. На начальных стадиях геосинклиального цикла преобладает горизонтальное растяжение; тектоническая обстановка в целом обладает некоторым сходством с обстановкой, определяющей рифтообразование /Милановский, 1981/.

В концепции фиксизма появление офиолитов в верхних горизонтах земной коры связывается с глубокими субвертикальными расколами литосферы /Белоусов, 1973, 1976; и др./. Вполне приемлемым объяснением возникновения глубоких расколов литосферы и поступления по ним мантийного вещества на поверхность планеты является концепция, получившая название астенолита /Белоусов, 1966/ или тектоногена /Шейнманн, 1967/. Это явление представляется суммарным эффектом взаимозависимых процессов, исходным толчком для которого служит аномальное повышение теплового потока. За счет объемного эффекта разогрева формируется поднятие некоторого участка земной коры (его обычная форма, вероятно, сравнительно удлиненная); в сводовой части этого поднятия происходит раскол, который пронизывает земную кору и достигает подкорового уровня. С этим этапом связано, вероятно, формирование структур двух типов: глубинных разломов в одних случаях и рифтов – в других.

Скорее всего первопричина возникновения этих структур одна, а различие между ними определяется масштабами горизонтального раздвига. Причем, чем мощнее кора (но не литосфера), тем более существенным должно быть горизонтальное растяжение вкrest простираения этого раскола, чтобы появились признаки рифта и начался офиолитогенез. При небольшом масштабе горизонтального раздвига в такой зоне маловероятно внедрение мантийных ультрабазитов в боль-

шом объеме на сколько-нибудь заметные гипсометрические уровни. Отчасти это заключение опирается на экспериментально и теоретически показанную неспособность ультраосновного материала образовывать расплавы, которые могли бы на значительных интервалах глубин существовать в коровых условиях. Это заставляет сомневаться в возможности широко развитого интрузивного магматизма ультраосновного состава. Исключения представляют какие-то определенные условия, при которых на земную поверхность изливаются расплавы, образующие покровы меймечитов, пикритов и коматитов.

Корреляция между масштабами раздвига и сопровождающими это явление процессами развития структурно-вещественных признаков отдельной тектонической зоны показана на схеме.



При небольшом масштабе горизонтального раздвига в его зоне не наблюдается протрузий мантийных ультрабазитовых тектонитов. По этой причине офиолиты не образуются. Мы отдаем себе отчет, что это представление не согласуется со сложившимся на основе "фиксистой" концепции определением глубинного разлома. Ультрабазиты долгое время считались типоморфной магматической формацией для структуры глубинных разломов. Однако внимательный анализ характеристики глубинных разломов показывает, что это не совсем так. "Глубинные разломы характеризуются длительностью и унаследованностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород" /Пейве, 1956, с. 90-91/. В самом общем определении глубинные разломы - это разломы метаморфической сиалической оболочки Земли, разломы "фундамента", образующие в целом "макротрещиноватость" земной коры. В Геологическом словаре /1973/ глубинные разломы характеризуются как наиболее общие структуры раскола литосферы, ширина которых может достигать десятков километров, а также отмечено, что согласно представлениям тектоники литосферных плит, разновидностями глубинных разломов являются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, зоны Бенъофа - Заварицкого и трансформные сдвиги. Таким образом намечается смешение понятий "рифты" и "глубинные разломы".

Думается, что глубинные разломы с офиолитами - это или раздавленные в результате складчатости рифты, ультрабазиты которых образовали вторичные протрузии, или бескорневые офиолитовые аллохтоны, возникшие за счет разрушения антиклинальных складок с офиолитовым ядром. Тогда "глубинными разломами" можно считать сквозные расколы литосферы без существенного раздвига. При этом с зонами глубинных разломов связаны эффузии ультраосновных пород, которые имеют иной механизм поступления на поверхность по сравнению с протрузиями альпинотипных гипербазитов.

Проанализировав основные гипотезы офиолитогенеза, можно прийти к выводу о связи его с рифтогенезом. При этом подразумевается, что процесс рифтогенеза распространяется не только на участки обрушения (морфологического выражения рифта), а развивается в виде магматических инъекций, разрывных и складчатых дислокаций в его бортовых частях и вызывает преобразование земной коры на некотором, иногда существенном, удалении от оси рифта.

В общей модели рифтогенеза намечается четыре этапа. Первый можно выделить как дорифтовый этап; второй - развитие глубинных расколов с растяжением и зарождением рифтовой долины; третий - углубление рифтовых грабенов и утонение земной коры; четвертый - образование новой офиолитовой (океанической) коры. Последующая история развития офиолитов связана уже с развитием складчатых поясов.

Определяющими на всех этапах офиолитогенеза являются процессы растяжения и сжатия глобального масштаба. Если при формировании офиолитов в ненарушенном автохтонном залегании при рифтогене-

зе преобладало растяжение (как можно видеть на примере Красного моря), то последующее развитие офиолитовых ассоциаций связано главным образом с процессами сжатия. Этому предшествует некоторый период режима стабилизации, во время которого возможно заложение на новообразованной офиолитовой коре вулканической островной дуги. Примером подобной ситуации может служить Курильская островная дуга, Большая Курильская гряда которой характеризуется современным вулканизмом, а Малая выступает в качестве фундамента, сложенного офиолитами. Следы перехода от режима растяжения и стабилизации к режиму сжатия также сохраняются в области перехода океан – континент. Примером структуры начальной фазы сжатия мы считаем офиолиты хр. Пекульней Анадырско-Корякской складчатой системы. Дальнейшее развитие напряжений сжатия приводит к эволюции структуры с образованием надвигов, шарьяжей, складчатых деформаций и протрузий ультрабазитов. Через этот этап в истории своего развития прошло, по всей вероятности, большинство внутриконтинентальных офиолитов складчатых поясов. Примером такого офиолитового пояса является, в частности, Кузнецкий Алатау.

Итак, модель офиолитогенеза предполагает следующее:

- 1) процессы формирования офиолитов теснейшим образом связаны с развитием рифтогенеза, в условиях, не зависящих от типа коры субстрата;

- 2) вся история развития офиолитов определяется режимом взаимодействия глобальных процессов растяжения – сжатия, определяющих глобальные эпохи офиолитообразования;

- 3) полная цепочка событий офиолитогенеза (зарождение – формирование – преобразование) складывается из следующих явлений: развитие мантийного диапира (растяжение) – заложение рифтовой зоны (растяжение) – формирование рифта с офиолитовой корой (растяжение) – заложение островной дуги на фундаменте из офиолитовой коры (стабилизация) – деформация офиолитов в развивающихся структурах коры переходного типа (инверсия) – интенсивные деформации офиолитов при развитии коры континентального типа в структуре складчатых поясов (сжатие).

Физико-химические особенности разных стадий рифтогенеза офиолитов. Принятая нами модель связи офиолитогенеза и рифтогенеза предполагает решение задач петрогенезиса офиолитовой ассоциации. Действительно, физико-химические особенности образования отдельных пород являются неотъемлемой составной частью общей картины формирования офиолитов. В предыдущей главе на конкретном материале были показаны возможности применения экспериментальных методов исследования для решения этих задач. Подведем основные итоги исследований в этом направлении. Офиолитовая ассоциация сложена двумя разнотипными группами пород. Первая представлена метаморфизованными, тектонизированными гипербазитами, происхождение которых связывается преимущественно с протрузиями мантийного вещества. Вторая группа образована магматогенными членами офиолитовой ассоциации: ультраосновными кумулятами, габброидами, дайками, эффузивами.

Для выяснения особенностей процессов деформаций и пластического течения тектонизированных гипербазитов были использованы петроструктурный анализ, методы термобарогеохимии и экспериментальной петрологии.

Петроструктурные исследования офиолитов Кузнецкого Алатау /Офиолитовая ассоциация..., 1982/ позволили выделить четыре типа гипербазитовых тектонитов, отражающих эволюцию деформационных процессов. Образование первого типа связывается с течением гипербазитового вещества на уровне верхней мантии. Второй тип тектонитов возникает при подъеме гипербазитового тела в область коры. Третий формируется при изгибе выведенного на уровень становления габбро-гипербазитового тела. Четвертый связан с образованием надвигов.

Изучение тектонизированных гипербазитов методами термобарогеохимии показало наличие в оливинах пород метаморфогенных включений сжиженных газов (метана и азота), связанных с деформационными структурами тектонитов в основном первого типа. Совместный анализ петроструктурных и термобарогеохимических данных позволил оценить параметры процессов деформаций. Выяснено, что пластические деформации и течение гипербазитов на ранних этапах их мантийно-коревой эволюции осуществлялось при 1000–800°C и 8–11,5 кбар с участием флюидов, обогащенных метаном и азотом.

Результаты экспериментальных исследований деформаций гипербазитов в области высоких температур и давлений оказались очень интересными. В частности, для серпентинитов установлен характер и последовательность деформационных процессов при повышении температуры и давления (см. рис. 4, Прил. фото 7). Постепенно хрупкие деформации разрушения исходного образца серпентинита сменяются пластическими деформациями и рекристаллизацией, приводящими к образованию новой синдеформационной структуры, приспособленной к изменившимся условиям.

В широкой области перехода серпентин – оливин при повышении температуры выделяются зоны последовательной смены минеральных ассоциаций (рис. 29), практически не зависящие от давлений.

В поле устойчивости серпентина при высоком давлении с повышением температуры (400–530°C) хрупкие деформации серпентинитов переходят в пластические с развитием процессов рекристаллизации и образованием новой синдеформационной структуры.

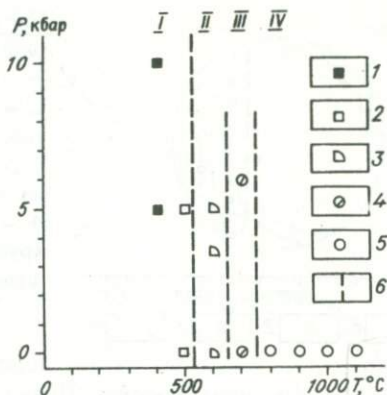
В собственно переходной зоне при температуре около 530–650°C часть серпентина преобразуется в оливин, который диагностируется только с помощью рентгена и неотличим в шлифах, так как не наблюдается ярких цветов интерференции, и выглядит практически изотропным при скрещенных николях. Этот оливин, возможно, находится в тонкодисперсном состоянии.

При более высокой температуре (примерно 650–750°C – верхняя граница довольно условна) существуют два оливина. Участки оптически аморфного, изотропного оливина замещаются с краев мелкокристаллическим нормальным оливином с яркими цветами интерферен-

Рис. 29. Результаты экспериментов с серпентинитами.

1 - хрупкие деформации серпентинитов, 2 - пластические деформации и рекристаллизация серпентинитов при высоких давлениях, 3 - серпентиниты + оптически аморфный оливин, 4 - оптически аморфный оливин + обычный оливин, 5 - оливин, 6 - примерные границы зон.

Зоны: I - устойчивости серпентина, II - переходная: серпентин + оптически аморфный оливин, III - оптически аморфного оливина + оливин, IV - обычного оливина.



ции (см. Прил. фото 8). Наиболее высокотемпературное поле (примерно выше 750°C) характеризуется наличием только нормального кристаллического оливина.

Экспериментальное изучение характера перехода серпентин - оливин для серпентинитов из Северо-Восточной Ферганы показало при сопоставлении с градиентом распределения температур в земной коре этого региона, что серпентинизированные разности гипербазитов устойчивы здесь до глубин 25-30 км. Данные результаты подтверждают предположение /Кнауф и др., 1981/ о серпентинитовой природе "гранитного" слоя в этом районе.

Таким образом, результаты экспериментов в приложении к тектоническим аспектам развития и деформаций серпентинизированных гипербазитов показывают довольно сложную картину всем "понятного" и "очевидного" течения высокопластичных серпентинитов. При этом переход серпентин - оливин и формирование тонкодисперсного (оптически аморфного) оливина способствует процессам пластической деформации и особенно рекристаллизации, приводящих к новообразованию синдеформационной структуры.

Результаты опытов по деформации оливина исследовались с различных сторон. В целом видно, что в изученной области можно говорить о зависимости возникновения пластической деформации в основном от температуры (рис. 30). Ориентировочно смена хрупкого разрушения оливина пластическими деформациями в интервале давления 4-10 кбар наблюдалась при T около 800°C.

Сравнительный анализ в шлифах исходного оливина и оливинов в продуктах экспериментов показал, что изменения происходили в минералах в нескольких качественных аспектах. Происходило дробление и рекристаллизация мелкозернистого оливина между блоками более крупных обособлений (см. Прил. фото 9). Картина очень похожа на деформации серпентинитов (см. Прил. фото 7). Значительно усиливались

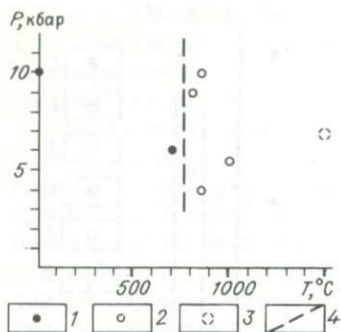


Рис. 30. Результаты экспериментов с оливинами.

1 – хрупкое разрушение оливинов, 2 – пластические деформации с рекристаллизацией, 3 – примерное положение параметров плавления исходного оливина и кристаллизации новообразованного, 4 – ориентировочная граница между хрупким разрушением и пластическими деформациями.

следы деформаций, которые существовали и в исходном оливине. Появляется пятнистое и зональное расположение цветов интерференции в отдельных зернах. Больше, чем в исходном материале, очень тонких полос сброса. Развивается четкая система субпараллельных трещин спайности. Причем оливин находится в напряженном состоянии, что отчетливо отмечается в случае удара лазера, когда минерал покрывается целой серией субпараллельных трещин.

Особое положение занимает опыт, в котором удалось расплавить оливин под давлением и частично раскристаллизовать получившийся расплав с образованием структуры "спинифекс". Образец после опыта (ориентировочные параметры: $P=7$ кбар и T около 1500°C) состоит из трех частей: прозрачное голубоватое стекло, длинные кристаллы новообразованного оливина и участки – реликты исходного оливина. Длинные кристаллы нового оливина формируют прекрасную структуру – "спинифекс" (см. Прил. фото 10). Очень красиво внутреннее ажурное строение скелетных кристаллов оливина (см. Прил. фото 11). Есть и более изометричные кристаллы, нарастающие на стенки нагревателя (см. Прил. фото 12). Они содержат включения расплавов с газовыми пузырьками.

Петроструктурный анализ результатов экспериментов (рис. 31) показал, что ориентировки осей оптической индикатриссы оливина в деформированных образцах с сохранением фактически первичного минерала, практически не изменяются (рис. 31, 1, 2). В то же время новообразованный из расплава оливин сильно отличается по ориентировке оптических осей. Таким образом, в наших экспериментах не удалось достичь существенной переориентации оптических осей при пластических деформациях оливинов. Для создания новой петроструктурной картины оказалось необходимым переплавить исходный материал.

Исследования на лазерном микроанализаторе LMA-1 (аналитик С.И. Портнягин) показали, что хорошо заметных различий в составе исходного оливина и в деформированных оливинах нет. Наблюдаются некоторые вариации в концентрациях титана, кобальта и меди. В то же время застывший расплав (стекло) и новообразованные оливины резко отличаются по составу от исходного и деформированного в других опытах, а также от реликтов оливина в этом опыте. Значительно

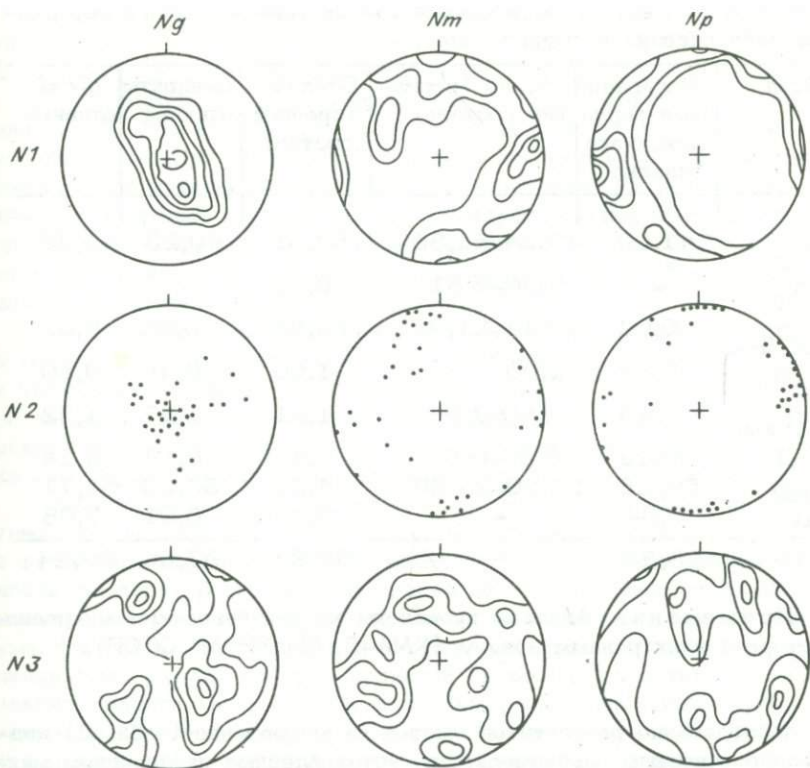


Рис. 31. Результаты петроструктурного анализа экспериментов с оливинами при высоких параметрах.

Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина: 1 - исходный природный образец гипербазита. Протогранулярный оливин (100 зерен), 2 - экспериментально деформированный крупнозернистый оливин (1,5-3 мм) - 35 зерен, 3 - кристаллики оливина, образованные из расплава в краевой зоне образца (60 зерен). Проекция на верхнюю полусферу. Изолинии 1 - 2 - 4 - 6 - 8% на 1% сетке Шмидта. Диаграммы построены А.И. Гончаренко и А.И. Чернышовым.

меньше железа, в ощутимом количестве (более 1%) появляется алюминий, больше хрома и титана. В меньших количествах присутствуют марганец, никель, кобальт и медь. Обогащение алюминием можно объяснить ассимиляцией расплавом порошка двуокси алюминия, служившего основой заглушек с обеих сторон образца. Хром и титан поступали в расплаве из самой установки. В то же время примечательно, что очищение расплава от железа, марганца, никеля, кобальта, меди происходит, хотя эти элементы входят в состав сплава поршней установки.

Таблица 2. Результаты исследований состава исходного деформированного оливина на микрозонде

Окисел	Оплавленные зерна исходного оливина	Стекло (вариации состава)	Стекло (средний состав)	Дендриты оливина	Друзы оливина
SiO ₂	41,00	49,64-51,86	50,81	40,23	41,79
TiO ₂	-	0,36-0,51	0,45	-	-
Al ₂ O ₃	0,02	19,14-21,96	20,64	0,25	0,31
Cr ₂ O ₃	0,04	1,00	1,00	0,40	0,50
FeO _{общ}	7,75	1,60-1,96	1,81	1,27	1,72
MnO	0,13	0,30-0,51	0,47	0,17	0,14
MgO	50,28	23,20-24,59	24,31	55,33	54,71
CaO	0,04	-	0,33	0,01	0,08
Сумма...	99,25	-	99,82	97,66	99,24

Примечание. Анализы проведены на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом (ХМА-5, ГЕОХИ АН СССР).

Исследование результатов опытов на микрозонде (табл. 2) подтвердило основные закономерности, установленные на лазерном микроанализаторе. Расплав (стекло) в значительной степени обогащен кремнием и алюминием по сравнению с исходным оливином. Накапливаются марганец, кальций, хром. В то же время значительно меньше железа и магния. Новообразованный оливин (дендриты и друзы) очищен, как и расплав, от железа, но не содержит таких больших количеств алюминия. Идет некоторое обогащение, по сравнению с исходным, хромом и магнием.

Таким образом, судя по результатам экспериментов, в целом нам не удалось решить поставленной задачи: получить пластические деформации и течение гипербазитов с переориентировкой оптических осей оливинов в заданных условиях, определенных нами предварительно для природных образцов. Возможную причину мы видим в факторе времени. Для развития этих исследований следует проводить работы в основном в направлении увеличения продолжительности опытов.

Проведенные исследования тектонизированных гипербазитов показали:

1. В своей длительной истории формирования и становления в составе офиолитовой ассоциации гипербазиты испытали неоднократные тектонические деформации. В них входят: течение в твердом состоянии на уровне мантии; пластические деформации при внедрении в земную кору; деформации, связанные с образованием структуры офиолитов в современном облике.

2. Пластические деформации и течение на уровне верхней мантии и низов коры отвечают условиям: $T = 800-1000^{\circ}\text{C}$ и $P = 8-11,5$ кбар при участии восстановленных и нейтральных флюидов.

3. Деформации серпентинитов при высоких температуре и давлении (до 700°C и 10 кбар) происходят на фоне смены минерального парагенезиса. При $400-530^{\circ}\text{C}$ хрупкие деформации переходят в пластические. В интервале $530-650^{\circ}\text{C}$ в серпентинитах развивается оптически аморфный оливин, что способствует дальнейшему развитию пластических деформаций и рекристаллизации. Свыше 650°C появляется обычный оливин, исчезает серпентин, и в дальнейшем происходит пластическая деформация оливинов.

4. Кратковременные эксперименты по деформированию оливинов в области температуры и давления, определенных петроструктурными и термобарогеохимическими методами ($700-1000^{\circ}\text{C}$, до 10 кбар), не привели к течению материала в твердом состоянии с переориентировкой оптических осей минералов. Для такой существенной перестройки структуры оказалось необходимым переплавить исходный оливин.

Магматические породы офиолитов. Исследование офиолитовых ассоциаций о-ва Шикотан, хр. Пекульней и Кузнецкого Алатау с помощью методов термобарогеохимии позволили установить особенности температурного режима процессов генезиса многих их компонентов (см. рис. 14, 21, 24). Каждая из исследованных ассоциаций имеет в какой-то степени индивидуальные черты по характеру изменения температуры при формировании пород, но существуют и общие закономерности (рис. 32). К сожалению, мы в настоящее время не имеем данных о температуре образования ультраосновных кумулятов и основных эффузивов из офиолитов Кузнецкого Алатау и эффузивов основного состава из офиолитов хр. Пекульней.

Установленные закономерности сводятся к следующему.

1. В серии пород гипербазиты – оливиновые габбро температура изменяется практически одинаково для офиолитов о-ва Шикотан и хр. Пекульней. Снижение от $1400-1450$ (гипербазиты) до уровня 1300°C (оливиновые габбро).

2. Направленность эволюции температуры при переходе габбро – дайки основного состава фактически совпадает для всех трех офиолитовых ассоциаций. Наблюдается снижение температуры примерно от $1250-1300$ до 1200°C .

3. Для офиолитов хр. Пекульней характерно развитие серии кислых пород и резкое понижение температуры: от 1200 до 700°C . В офиолитах о-ва Шикотан продолжается основная серия (эффузивы) с некоторым понижением температуры от 1200 до 1150°C .

4. В общей схеме эволюции температуры кристаллизации пород в офиолитах можно выделить (см. рис. 32) три поля, характеризующие серии различного состава: I – кислые породы; II – базит-ультрабазитовая серия; III – ультраосновные породы пикритового комплекса.

5. В случае кислых пород мы видим резкое снижение температуры кристаллизации ($1100-700^{\circ}\text{C}$) при переходе от образований, близ-

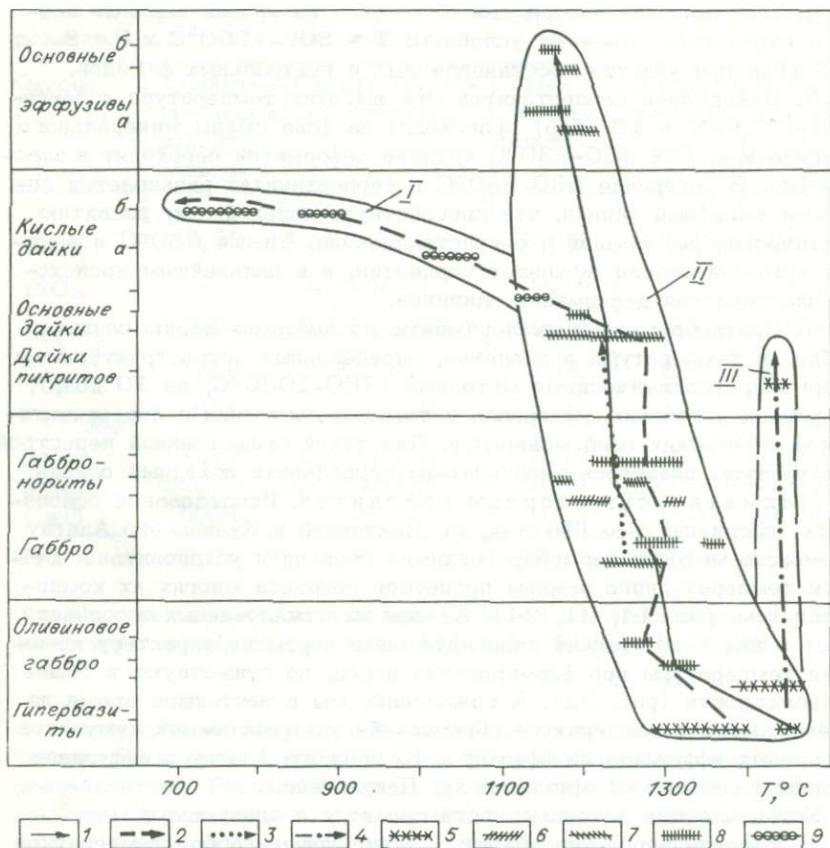


Рис. 32. Особенности температурного режима формирования офиолитов (по данным термобарогеохимических исследований).

1-4 - направленность эволюции температур кристаллизации серий пород (1-3 - офиолиты о-ва Шикотан (1), хр. Пекульней (2), Кузнецкого Алатау (3), 4 - пикриты хр. Пекульней); 5-9 - интервалы температур кристаллизации: 5 - оливин, 6 - ортопироксен, 7 - клинопироксен, 8 - плагиоклаз, 9 - кварц.

Кислые дайки: а - кварц-полевошпатовые породы из основного дайкового комплекса (хр. Пекульней), б - комплекс кислых даек (хр. Пекульней); основные эффузивы: а - пиллоу-лавы, б - лавобрекчии (о-в Шикотан).

I-III - поля расплавов и температур кристаллизации пород кислого состава (I), существенного основного (II) и ультраосновного - пикритового (III).

ких к основному комплексу, к собственно гранитоидным сериям. Снижение температуры кристаллизации происходило не только в свя-

зи с изменением состава пород, как мы видим на примере офиолитов хр. Пекульней, но и с течением времени.

6. Для базит-ультраосновных серий при переходе от глубинных образований до эффузивов температура кристаллизации пород последовательно снижается от уровня 1450°C (магматические гипербазиты) до примерно 1150°C (базальты).

7. Пикритовый комплекс характеризуется субвертикальным направлением графика температурного режима без существенного снижения температуры при переходе от интрузивных к близповерхностным образованиям (1420-1450°C). Близкая температура (до 1430°C) была установлена для ультраосновных лав из массива Троодос на о-ве Кипр /Соболев, Слуцкий, 1982/.

Флюидный режим формирования офиолитов. О роли флюида (в основном воды) в тектонических процессах образно сказано в книге "Флюиды в земной коре" /Файф и др., 1981, с. 401/: "Если бы земная кора была лишена флюидов, особенно воды, то на нашей планете отсутствовали бы горные цепи, подобно тому, как это имеет место на Луне". Существует мнение, что с появлением флюида горные породы деформируются в значительной степени легче. Оно подтверждено для тел микроуровня, когда из-за высокого давления летучих, снижающего сопротивление скольжению, становится возможным перемещение значительных блоков горных пород на десятки километров /Hubbert, Rubey, 1959/; и для тел микроуровня, когда давление флюида в межзерновых пространствах способствует пластическому течению. Широко распространены трещины гидравлического разрыва, с которыми можно связывать внедрение даек, силлов и т.п. /Файф и др., 1981/. Большое значение имеет дегазация и накопление летучих при становлении интрузивов. Известны и многие другие аспекты влияния флюидов на процессы формирования и развития деформаций разнообразных геологических объектов.

В этом отношении офиолиты не исключение. Скорее всего они принадлежат к тому типу объектов, в которых флюиды играют значительную роль при формировании состава и структуры. В первую очередь, об этом свидетельствует глубоководный характер формирования верхних частей офиолитовой ассоциации. Все верхние горизонты офиолитов отчетливо несут в себе следы влияния воды (пиллоу-лавы и т.п.). Более глубинные члены офиолитов также образованы в присутствии летучих.

Особенности флюидного режима в тектонизированных гипербазитах рассмотрены на примере офиолитов Кузнецкого Алатау (см. гл. 4). Совместным применением методов петроструктурного анализа и термобарогеохимии было показано, что флюиды принимают активное участие в процессах деформации и течения гипербазитов на уровне верхней мантии и на начальных этапах внедрения гипербазитов в земную кору. Флюиды способствуют деформациям, а также сами мигрируют и накапливаются в наиболее крупных дефектах пород. В составе флюидов были установлены метан и азот.

Летучие в магматических сериях офиолитов исследовались на при-

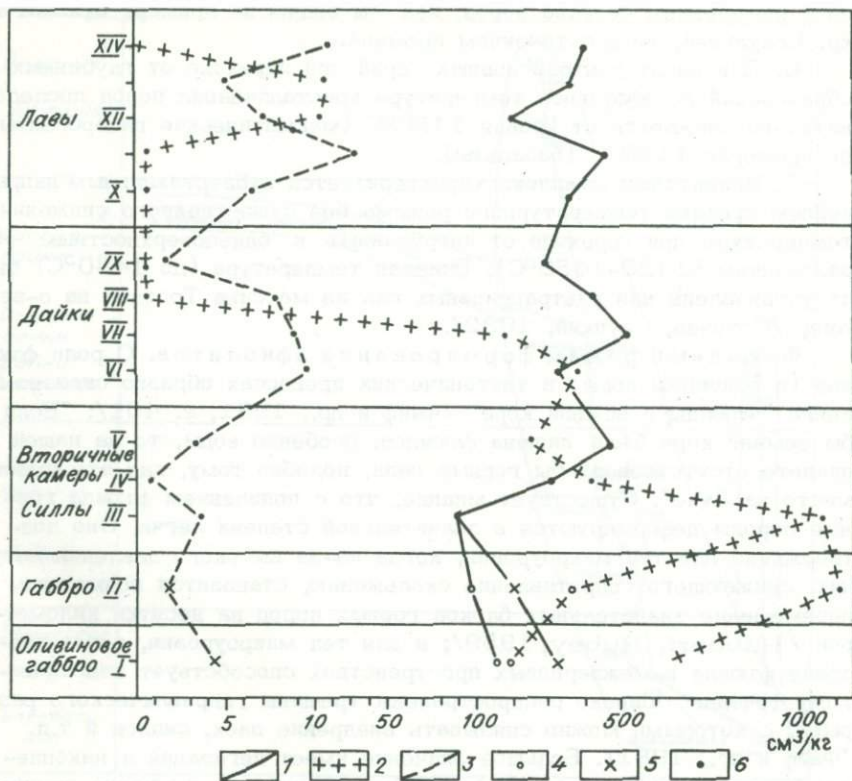


Рис. 33. Изменение состава летучих по разрезу офиолитовой ассоциации (Мугоджары).

1 - CO_2 ; 2 - $\text{H}_2 + \text{CO} + \text{CH}_4$; 3 - N_2 ; 4 - плагиоклаз; 5 - темнокветные; 6 - валовые содержания.

I - оливиновое габбро; II - габбро-пегматит (крупнокристаллическое габбро); III - вторичная камера, мелкозернистая зона; IV - вторичная камера, хорошо раскристаллизованная зона; V - силлы; VI - IX - генерации даек: VI - первая, VII - нулевая, VIII - вторая, IX - третья; X - скрин лавы в дайках; XI - центр трубы; XII - край трубы; XIII - центр шара; XIV - поток лавы. Разделение даек по генерациям произведено по С.А. Куренкову и А.С. Перфильеву /1984/.

мере офиолитовой ассоциации Мугоджар (Южный Урал). Здесь в разрезе офиолитов выделяются: оливиновые габбро, габбро, вторичные камеры, силлы, четыре генерации даек и лавы /Куренков, Перфильев, 1984/. Результаты исследований представлены на рис. 33. Отчетливо видно, что наиболее восстановленный флюид содержат габброиды и силлы. Содержание $\text{H}_2 + \text{CO} + \text{CH}_4$ резко падает к вторичным камерам и первым двум генерациям даек. Далее в последующих генерациях да-

ек и в лавах мы имеем существенно окисленный флюид. Содержание CO_2 меняется по всему разрезу от 100 до 500 см³/кг вне зависимости от характера пород. Азота очень мало в более глубоких образованиях (оливиновое габбро – вторичные камеры), несколько возрастает его количество в дайках. Среди лав наблюдается резкое обогащение азотом центра трубы и массивного потока.

В целом для офиолитовой ассоциации Мугоджар характерно закономерное уменьшение степени восстановительного потенциала флюида от глубоких образований (габбро) к приповерхностным (пиллоу-лавы). Необходимо отметить, восстановленный флюид сменяется окисленным не только вверх по разрезу, но и во времени – первые генерации даек имеют относительно восстановленный флюид, далее следует резкая смена, и две последние генерации несут полностью окисленные летучие.

Общие закономерности офиолитогенеза и рифтогенез. Прежде всего обобщим представления о связи магматизма и рифтогенеза. Простирание даек комплекса Тихама–Азир, параллельное современной оси расширения Красного моря, может рассматриваться как явление, связанное с начальными фазами рифтогенеза и началом новообразования коры в результате спрединга. Габбро образуются в неглубокой магматической камере. Начало развития Красноморского рифта характеризуется бимодальным вулканизмом и образованием внутриконтинентальных озерных бассейнов. Ранние щелочные вулканисты образовались за счет глубоких магматических расплавов. Лейкократовые вулканические и интрузивные породы образованы в результате частичного плавления подверженной растяжению коры. Основные породы образованы толеитовой магмой, генерировавшейся на небольших глубинах мантии.

Офиолиты о-ва Шикотан формировались в пределах рифтогенной структуры, определявшей характер осадконакопления по глубинным разломам мантийных магм. Расплавы, формировавшие офиолитовую ассоциацию, закономерно эволюционировали в температурном режиме от уровня выше 1430 до 1130°C. Температура кристаллизации пород последовательно снижалась при переходе от глубоких образований к гипабиссальным и эффузивам. Завершение формирования офиолитовой ассоциации ознаменовало прекращение магматизма в этом регионе. Его дальнейшее структурное развитие характеризовалось блоковыми подвижками, связанными преимущественно с развитием глубоководного Курильского желоба и заложением вулканических построек Большой Курильской гряды.

Офиолиты хр. Пекульней сформировались в рифтогенной структуре, заложившейся в связи с процессами растяжения земной коры континентального типа. Формирование этой структуры началось с излияния базальтов (образование пиллоу-лав) и отложения радиолариевых яшм, что указывает на условия довольно больших глубин морского бассейна. Наиболее высокотемпературные разности магматических пород – ультраосновные кумуляты и оливиновые габбро (1450–1400°C) – характеризуют начало формирования расслоенной серии габброидов в магматической камере. Основная масса пород кристаллизовалась при ус-

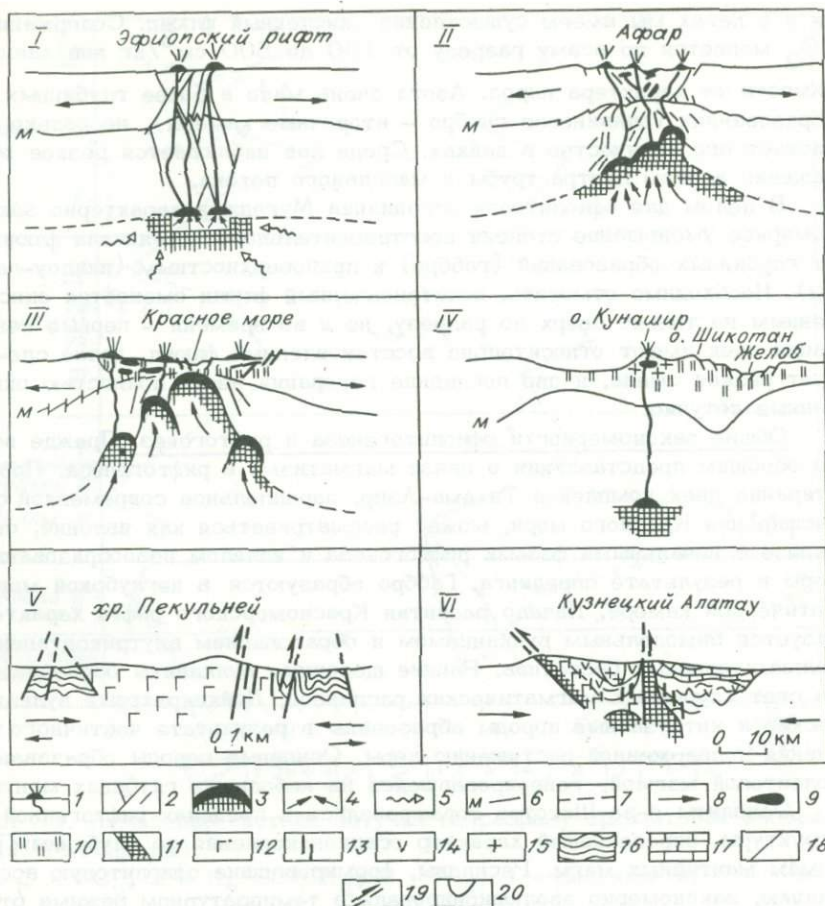


Рис. 34. Стадии развития офиолитов.

1 - вулканы с магмоподводящими каналами, 2 - системы разломов, 3 - реститовые участки астеносферы с магматическими камерами в кровле, 4 - направление движения мобилизованного вещества астеносферы, 5 - движение флюидов, 6 - граница Моховоричича, 7 - границы между астеносферой и литосферой, 8 - вектор растяжения - сжатия, 9 - магматические породы, 10 - офиолиты (новообразованная симатическая кора), 11 - протрузии ультрабазитовых тектонитов-реститов, 12 - габброиды, 13 - дайковый комплекс, 14 - эффузивы преимущественно основного состава, 15 - интрузии и эффузивные образования преимущественно кислого состава, 16 - осадочные породы, 17 - карбонатные породы, 18 - разломы, 19 - направление движения блоков вдоль зон разломов, 20 - геологические границы.

I-VI - стадии формирования структур офиолитов.

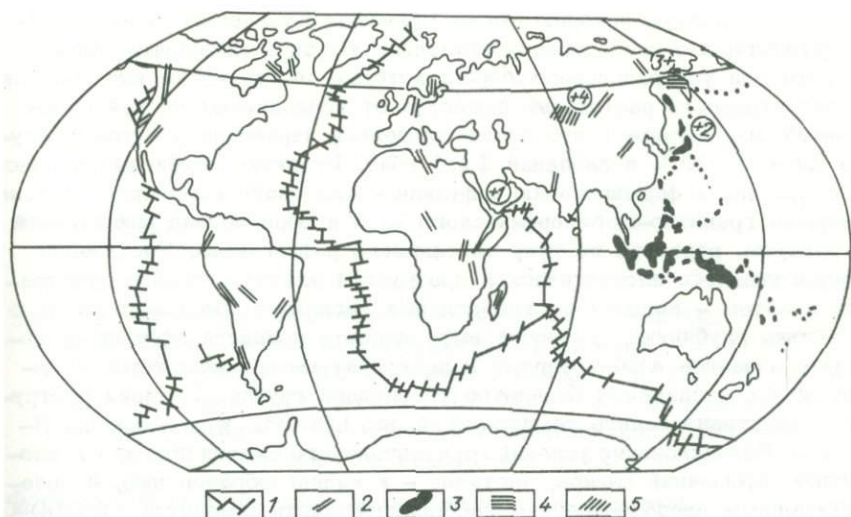


Рис. 35. Мировая система офиолитогенерирующих структур (составлена с использованием материалов Е.Е. Милановского /1983/).

1 - кайнозойские рифтовые зоны в океанах, 2 - то же на континентах, 3 - островные дуги в Тихом океане, 4 - зона перехода от океана к континенту на северо-востоке СССР с офиолитами, 5 - внутриконтинентальная складчатая Алтае-Саянская область. Цифры на схеме - точки рассмотренных в работе геологических примеров: 1 - Красное море - Тихама-Азир, 2 - Курильская островная дуга - Шикотан, 3 - Анадырско-Корякская зона - Пекульней, 4 - Кузнецкий Алатау - Среднетерсинский массив.

тойчивом интервале температуры 1300-1250°C на фоне продолжающегося растяжения, которое фиксируется развитием комплекса диабазовых даек. Смена растяжения сжатием фиксируется уралитизацией части комплекса расчлененных габбро и деформациями совместно с заключенными в них дайками диабазов. Развитие сжатия завершилось внедрением комплекса амфиболовых габбро и образованием массивов гранитоидных пород и кислых даек.

Сжатие вновь сменилось растяжением, приведшим к разрыву всего ранее сформированного субстрата (эффузивов, габброидов и гранитов) и образованию комплекса параллельных даек. Состав даек последовательно изменяется от основного к кислому на фоне закономерного снижения температуры кристаллизации минералов от 1300 до 700-800°C. При этом в узкой локальной зоне изливались ультраосновные расплавы с температурой более 1420°C. Судя по наличию пиллоулав, все излияния происходили в подводных условиях.

Завершение развития структуры характеризуется сжатием, приведшим к образованию линейных блоков, надвинутых по крутопадающим разломам с запада на осадочные толщи рамы без видимых крупных шарьяжных перекрытий.

Более полную историю имеют офиолиты Кузнецкого Алатау. Петроструктурные исследования позволили выявить начальные стадии деформации ультраосновных пород, которые мы трактуем как признак горизонтального растекания вещества от приподнятых частей свода мантийного диапира к его более опущенной периферии при температуре выше 1000°C и давлении 11,5 кбар. Развитие глубинных процессов привело к формированию эффузивно-осадочного комплекса на фоне разрыва гранитно-метаморфического слоя и образования рифтогенной структуры, вероятно по типу рассеянного рифтогенеза. Растяжение сопровождалось изостатической протрузией ультраосновного субстрата, а затем – внедрением габброидных расплавов. На поверхности развитие глубинных процессов выразилось в излиянии эффузивов, которые начались альбитофирами и лейкократовыми базальтами, а завершились излияниями базальтов толейтовой группы. Условия протрузии характеризовались температурой до 1000°C и давлением 3–5 кбар. Возникновение условий горизонтального сжатия привело к развитию деформаций изгиба, частично – к надвигообразованию, и зеленокаменным преобразованиям габброидной части офиолитов ($T=350^{\circ}\text{C}$, $P=1$ кбар).

Изложенный материал позволяет наметить закономерности офиолитогенеза, выражающиеся в последовательной смене его стадий: зарождения – формирования – изменения – разрушения. Не затрагивая вопросов, связанных со стадией разрушения офиолитов, рассмотрим последовательность событий собственно офиолитогенеза (рис. 34). Первые три стадии, на протяжении которых происходит зарождение и становление офиолитов связаны с развитием рифтов (рис. 34, I, II, III). Четвертая стадия, отвечающая прекращению рифтогенеза, может наблюдаться в современных островных дугах (34, IV). Примером являются так называемые “внешние” зоны островных дуг западной части Тихого океана (рис. 35). Пятая стадия – инверсии – характеризуется латеральным чередованием участков растяжения и сжатия. Она реконструируется на основе анализа офиолитовых зон Северо-Востока СССР (см. рис. 34, V). Шестая стадия – преобладающего сжатия и связанных с ней надвигов и протрузий – рассматривается на примере развития орогенных зон (см. рис. 34, VI).

Модель офиолитогенеза представляется следующей.

Стадия I. Зарождение офиолитов (см. рис. 34, I) связано с появлением первых признаков будущей рифтовой зоны. Первопричины формирования рифтовых зон в настоящее время не ясны /Нейман, Рамберг, 1981; Милановский, 1981, 1984/. Возможно, это подъем мантийного материала в виде диапира, приводящий к расколу литосферы, либо наоборот – раскол литосферы при растяжении вызывает подъем разогретого мантийного субстрата по ослабленным зонам. Так или иначе начало рифтогенеза определяется явлениями: мантийного диапиризма, горизонтального растяжения и образования зоны повышенной проницаемости. Примером начальной стадии рифтогенеза может служить Эфиопский рифт /Барбери, Варье, 1981/. Режим растяжения приводит здесь к формированию кулисообразно расположенных роев

Фото 1. Расплавные включения офиолитов о-ва Шикотан.

а, б - в оливине. Плагноклазовый перидотит. Ув. 1000;
в, г - в клинопироксене. Оливиновое габбро. Ув. 1000; д, е -
в ортопироксене. Габбро-норит. Ув. 1000; ж - расположение
расплавных включений в зонах роста плагноклаза. Габбро-норит.
Ув. 50; з - в плагноклазе. Габбро. Ув. 1000.

Фото 2. Расплавные включения офиолитов о-ва Шикотан.

а, б - в клинопироксене. Закалочная зона долеритовой
дайки (см. рис. 14, обр. А). Ув. 1500; в - в клинопироксене.
Центральная часть долеритовой дайки (см. рис. 14, обр. Б).
Ув. 1500; г - зона расплавных включений в плагноклазе. Пил-
лоу-лавы. Центр подушки (см. рис. 15, обр. Г). Ув. 400; д -
в клинопироксене (см. рис. 15, обр. Г). Ув. 1500; е - в клино-
пироксене. Светлые обломки в лавобрекчиях горы Шикотан. Ув.
1500; ж - в клинопироксене. Базальты горы Ноторо. Ув. 1500;
з - в плагноклазе. Базальты горы Ноторо. Ув. 1500.

Фото 3. Газово-жидкие и расплавные включения офиолитов Кузнецко-
го Алатау (а-е) и хр. Пекульней (ж, з).

а - метаморфогенные включения сжиженного метана в оливи-
не. Дунит. Ув. 2000; б - включения сжиженного азота в оливи-
не. Дунит. Ув. 1500; в, г - включения сжиженного азота в оли-
вине дунитов. в - при $+20^{\circ}\text{C}$; г - при -195°C (гетерогенизация
жидкого азота при низкой температуре). Ув. 2000; д, е - расп-
лавные включения в клинопироксенах порфиroidного габбро
(д - до опыта, е - закаленное включение с температуры 1200°C)
Ув. 1500; ж - расплавное включение в оливине из перидотита
расслоенной серии габброидов. Ув. 2500; з - расплавные вклю-
чения в оливине пикритов. Ув. 1500.

Фото 4. Расплавные и газово-жидкие включения офиолитов хр. Пе-
кульней.

а - в плагноклазе. Габбро из расслоенной серии. Ув. 2500;
б - в клинопироксене. Оливиновое габбро расслоенной серии.
Ув. 1000; в, г - в мелкозернистых амфиболовых габбро-нори-
тах ("кристаллические сланцы") по Г.Е. Некрасову (1978/);
в - в плагноклазе, г - в клинопироксене. Ув. 2000; д - в
кварце. Кварц-полевошпатовый порфир. Дайковый комплекс. Ув.

2500; е - в кварце. Кварцевый диорит. Комплекс параллельных даек. Ув. 3000; ж - в кварце. Плагиигранит-порфир. Комплекс кислых даек. Ув. 3000; з - газовой-жидкие включения в кварце. Порфировидные граниты. Ув. 3000.

Фото 5. Расположение расслоенной серии в уралитизированном габбро. Офиолиты хр. Пекульней.

Фото 6. Структуры "спинифекс" в дайковых пикритах. Темное - оливин, замещенный серпентином; светлое - клинопироксен. Николи +. Ув. 60. Офиолиты хр. Пекульней.

Фото 7. Эксперименты с серпентинитами при высоких параметрах. Развитие мелкозернистой рекристаллизованной структуры между более крупными блоками серпентина. 3,5 кбар, 600°C. Николи +. Ув. 50.

Фото 8. Эксперименты с серпентинитами при высоких параметрах. Развитие обычного, с яркими цветами интерференции, оливина (светлое) по оптически аморфному оливину (темное в центре). 1 бар, 700°C. Николи+. Ув. 200.

Фото 9. Эксперименты с оливинами при высоких параметрах. Дробление и рекристаллизация мелкозернистого оливина между более крупными блоками. 4 кбар, 850°C. Николи +. Ув. 50.

Фото 10. Новообразованная структура "спинифекс", получившаяся при переплавлении дунита. Темное - кристаллы оливина, светлое - стекло. Около 7 кбар, свыше 1500°C. Николи II. Ув. 60.

Фото 11. Внутреннее ажурное строение новообразованного оливина (см. фото 10). Николи +. Ув. 3000.

Фото 12. Друзы кристаллов новообразованного оливина (см. фото 10). Николи II. Ув. 800.

α



β



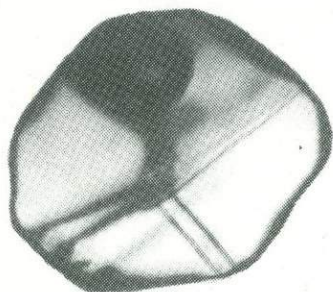
γ



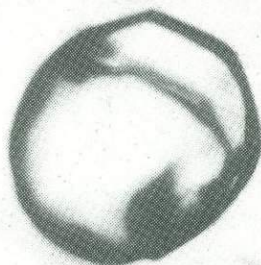
δ



ε



ς

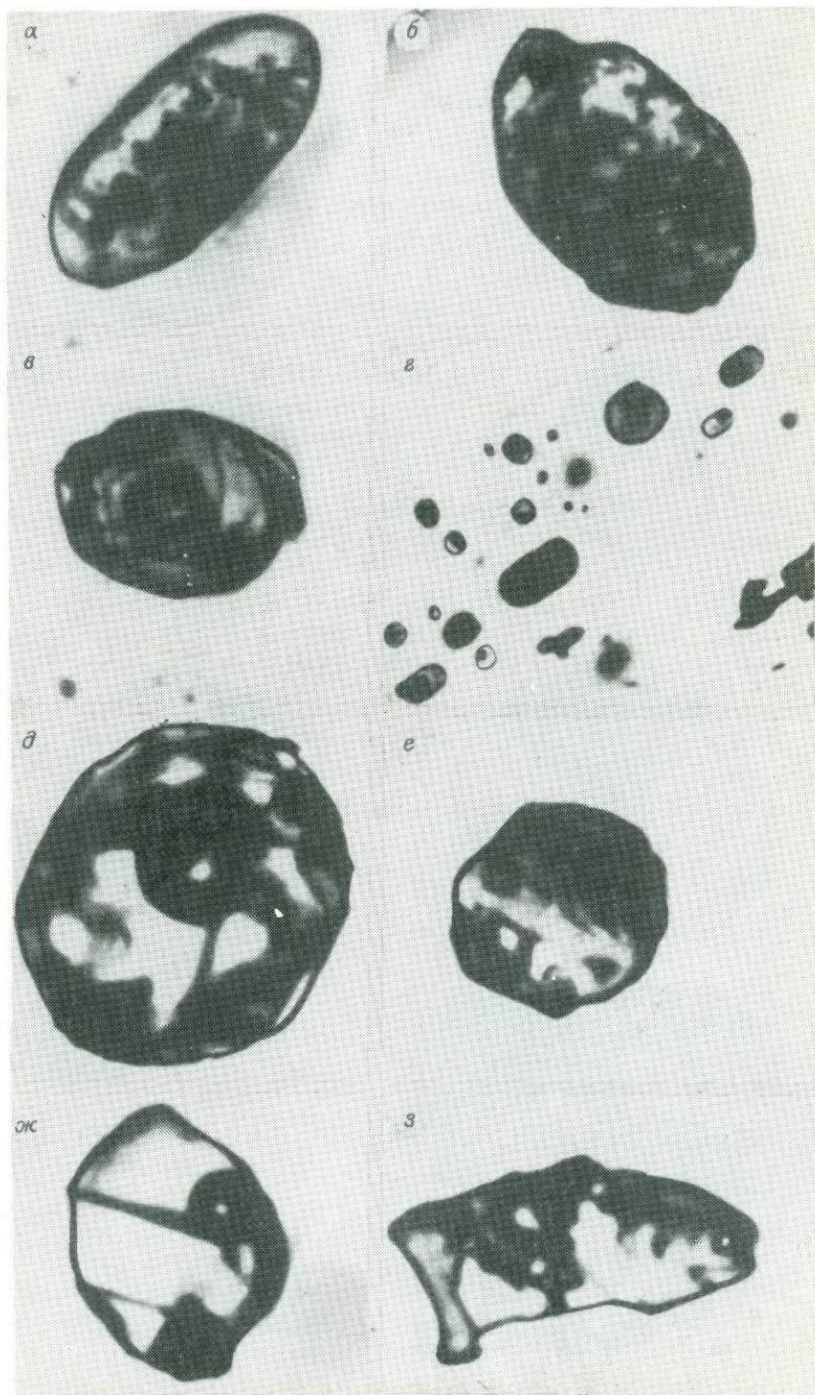


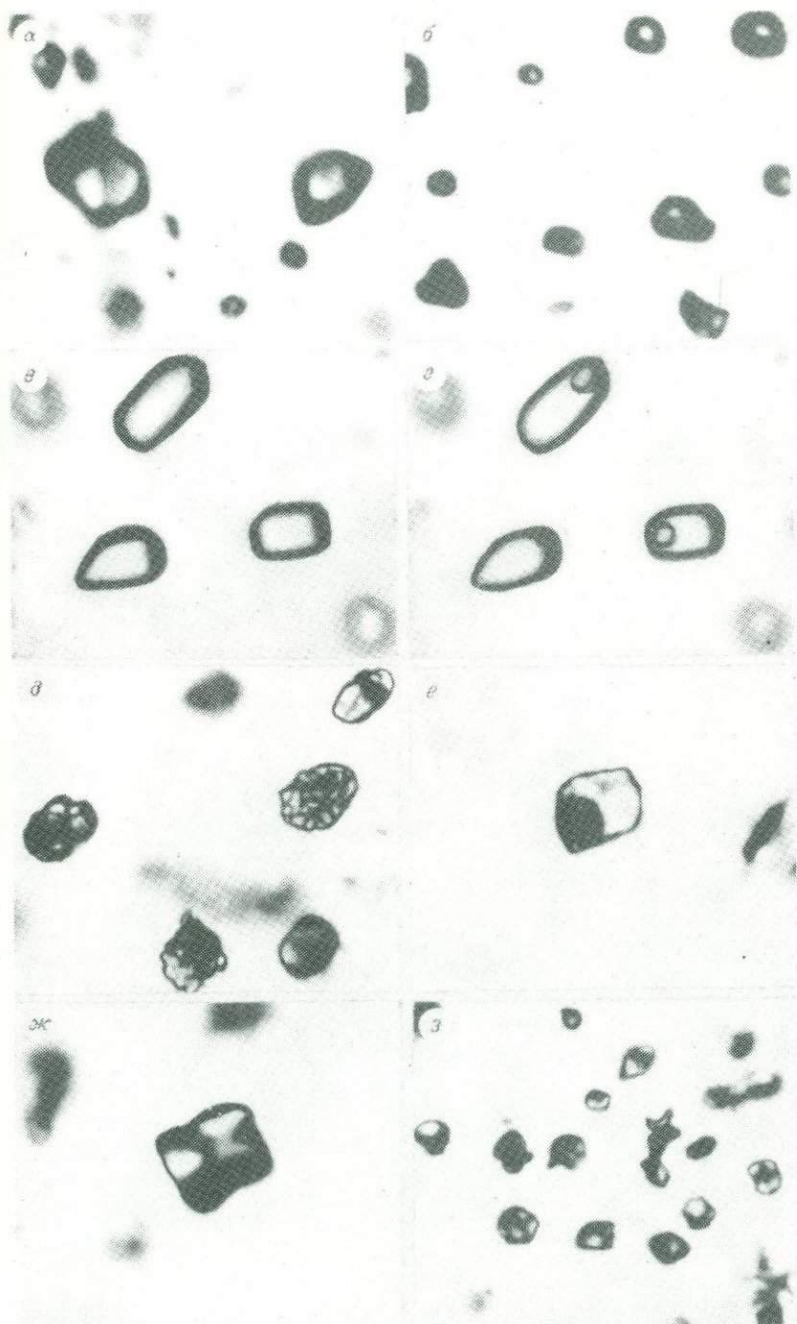
ζ

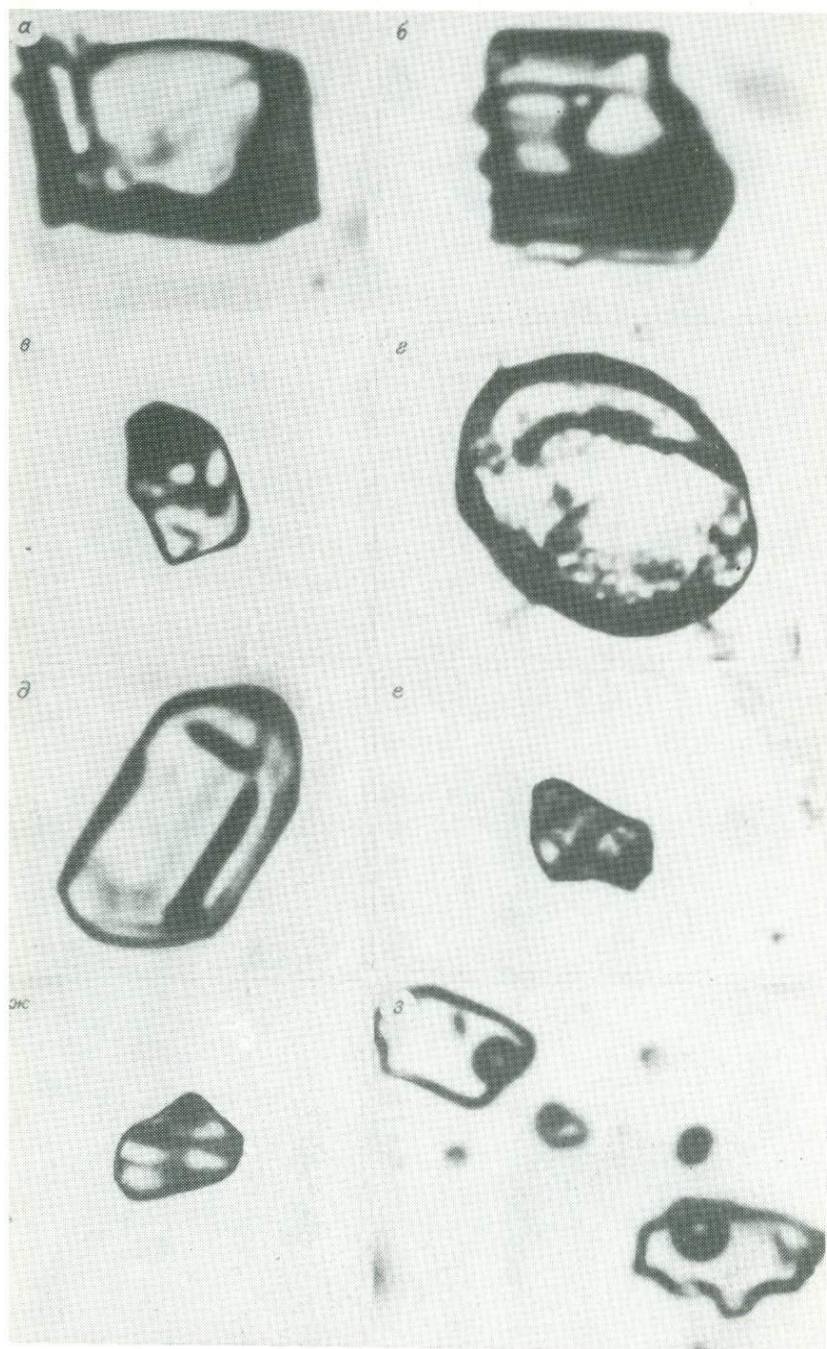


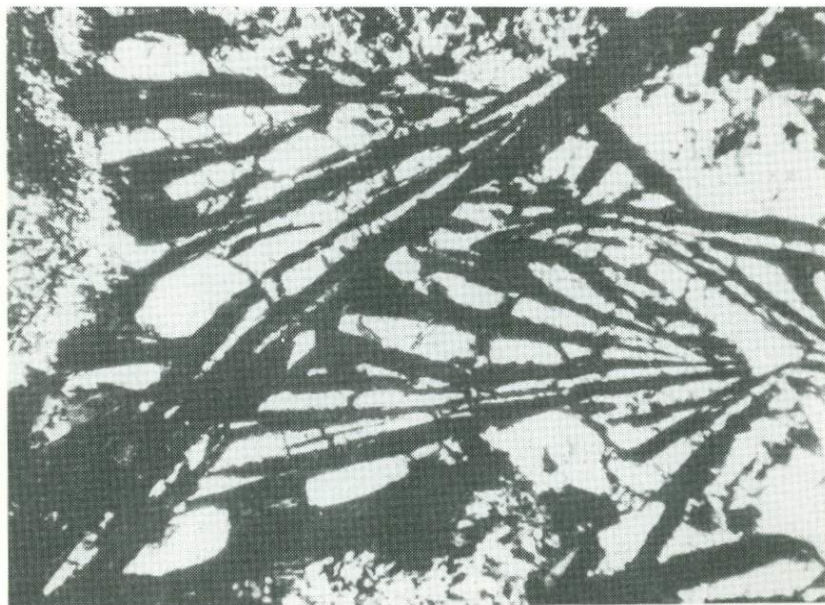
η



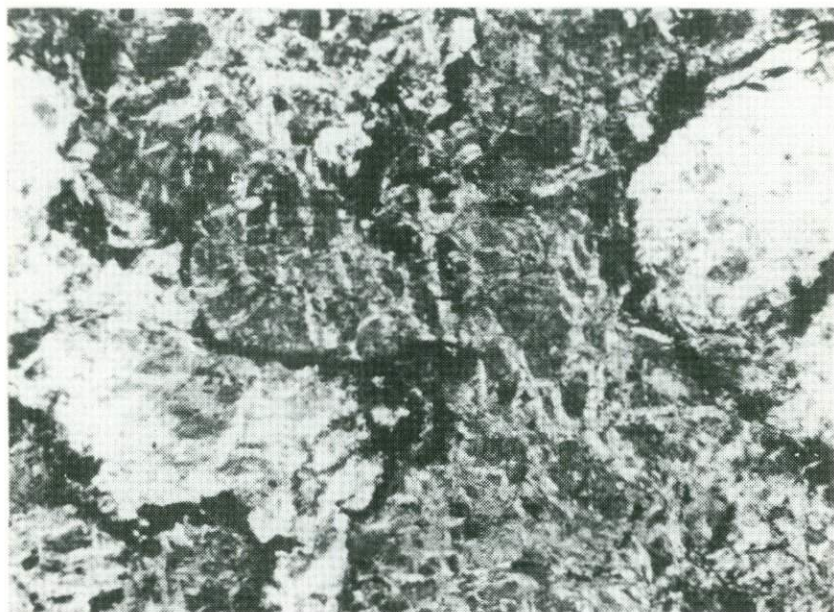




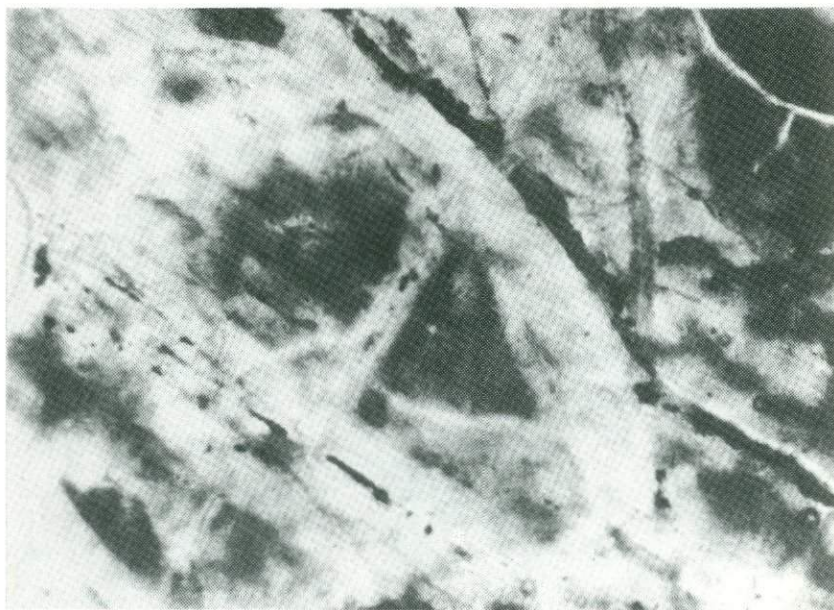


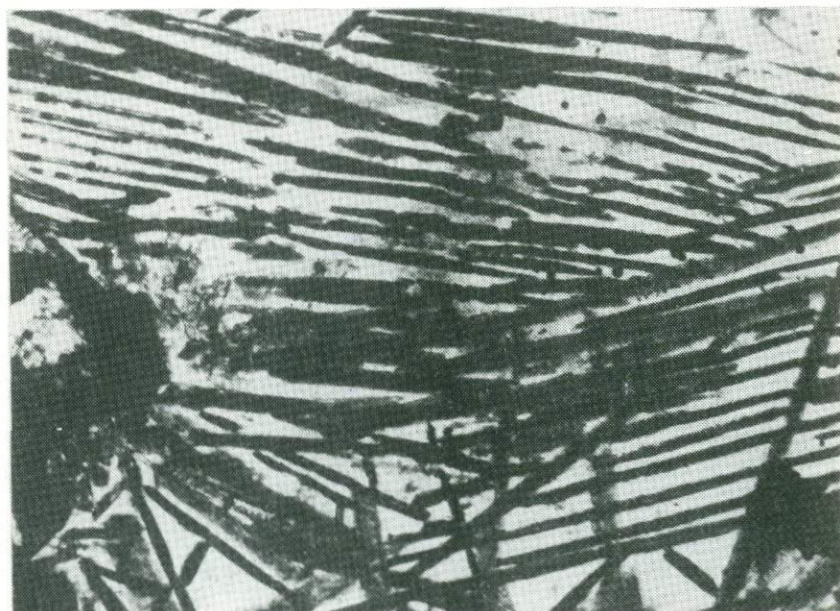
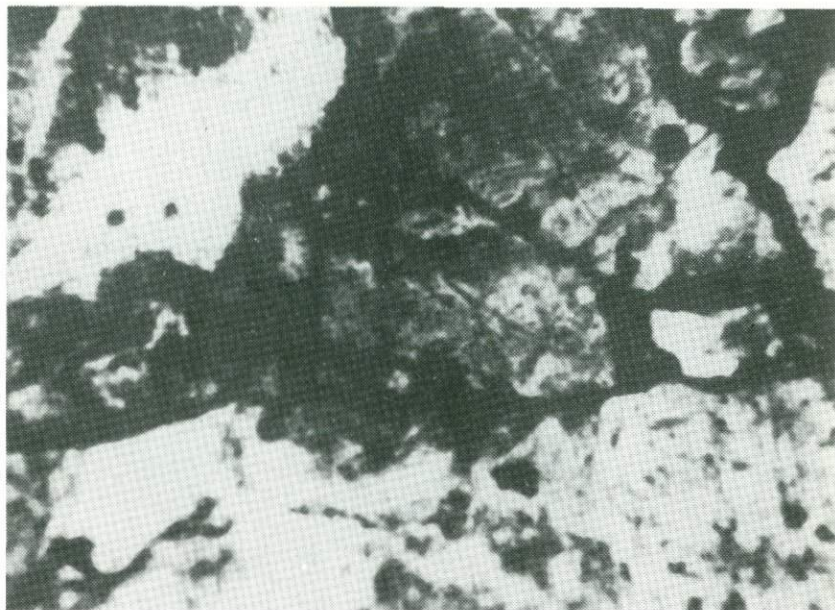


Φοτο 7

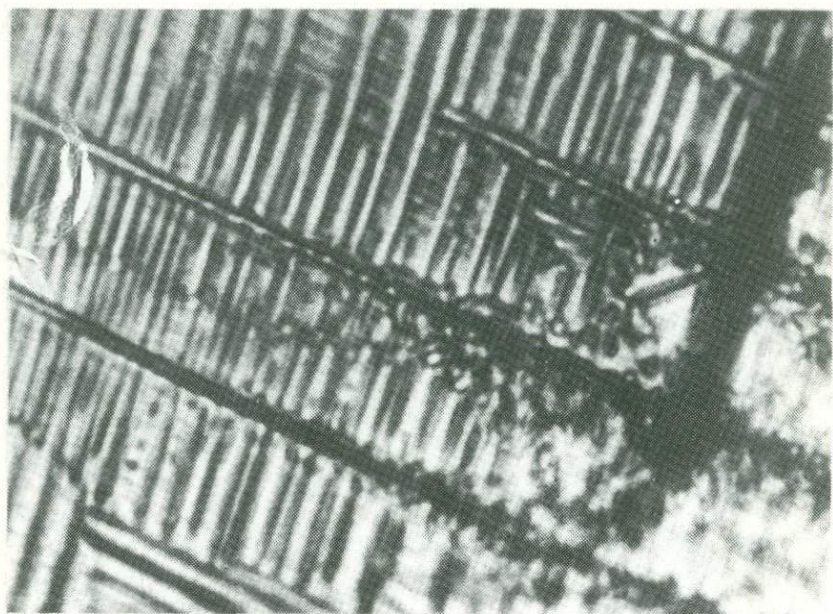


Φοτο 8

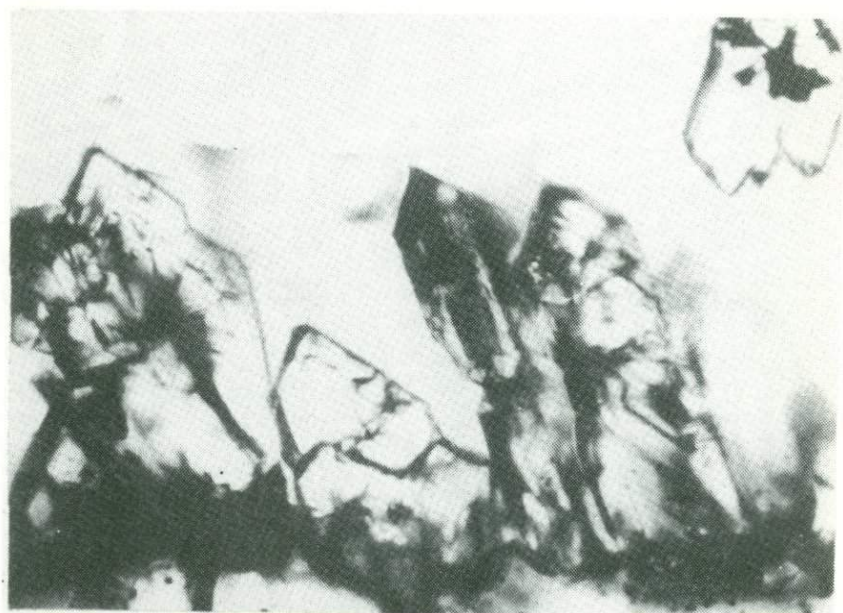




Φοτο 11



Φοτο 12



сбросов, сопровождающихся широким развитием трещинных излияний основных и кислых лав. В дальнейшем тектоническая активность и магматизм концентрируются вдоль узкого осевого грабена.

Стадия II (см. рис. 34, II). На примере Афара можно наблюдать, что в эту стадию развивается узкая рифтовая долина, к которой приурочены трещинные излияния базальтовой магмы с подчиненным количеством лав среднего состава.

Стадия III (см. рис. 34, III) – это стадия развития межконтинентального – океанического рифта (Красное море – Аденский залив). Узкая осевая рифтовая зона развивается здесь непрерывно в течении нескольких миллионов лет. По обе стороны от нее формируется довольно широкая зона симатической коры, соответствующая по составу и строению офиолитовой ассоциации.

Стадия IV (см. рис. 34, IV) характеризуется затуханием мантийного диапиризма и прекращением растяжения коры. Вновь сформированная симатическая кора (офиолиты) находится в относительно стабильном состоянии. В эту стадию на офиолитовом субстрате возможно заложение системы островная дуга – глубоководный желоб. Примером может служить о-в Шикотан Малой Курильской гряды. Рядом, на Большой Курильской гряде, наблюдается активизация тектонических процессов, современный вулканизм, тогда как на Шикотане проявлена только блоковая тектоника, связанная, вероятно, с развитием структуры глубоководного желоба. Фактически о-в Шикотан можно рассматривать как выступ коры океанического дна, приподнятый над поверхностью моря террасой на приостровном склоне желоба /Зоненшайн, Савостин, 1979; Белоусов, 1982/.

Стадия V (см. рис. 34, V) – это стадия инверсии тектонических движений со сменой режима растяжения режимом сжатия. Хотя на большей части площади, охваченной офиолитогенезом, в этой стадии преобладает сжатие, иногда возникают локальные зоны растяжения. Примером могут служить офиолитовая ассоциация хр. Пекульней, которая приурочена к узкой осевой зоне рифтогенной структуры в форме линз, выдавленных по системе разломов. При этом в отдельных блоках сохраняется грубая стратифицированная структура с вертикальной последовательностью: гипербазиты – габбро – дайки – эффузивы.

Стадия VI (см. рис. 34, VI) характеризуется интенсивным сжатием, складчатостью, твердопластическим течением и деформациями ультрабазитов, образованием надвигов и шарьяжей. Например, в Кузнецком Алатау на поверхность по зоне разрыва с относительно небольшим углом наклона к горизонту выведен полный набор офиолитовой ассоциации.

Несколько слов о проблеме пространства в явлениях офиолитогенеза. Имеющиеся оценки /Сычев, 1979/ возможной глубины проникновения трещин (до 3 км) в земную кору не опровергают возможности движения расплавленного вещества по "магматическим каналам" с глубиной в десятки и сотни километров.

Полностью или частично расплавленное вещество гипотетической глубинной магматической камеры должно находиться по закону Пас-

каля в равновесии с давящими на эту камеру нерасплавленными горными породами. Однако более пластичное вещество камеры, как жидкость, способно передавать давление из нижней части в верхнюю, а относительно твердые "стенки" — неспособны. Отсюда пластичное вещество верхней части камеры имеет повышенное гидростатическое давление по сравнению с литостатическим давлением горных пород ограничивающих ее "стенок". Это позволяет магме продвигаться в направлении меньшего литостатического давления, раздвигая твердые породы, т.е. в общем случае вверх. Когда удельный вес пластичного вещества начинает превышать удельный вес вмещающих твердых пород, на определенном уровне литостатическое давление уравнивается с гидростатическим и начинается горизонтальное растекание пластичной "подушки" или линзы на этом уровне равновесия. В этом мы видим причину субстратифицированного строения средней части разреза офиолитовой ассоциации и появления силлоподобных тел магматических пород офиолитовой ассоциации во вмещающих толщах (или между ними самими, как разновозрастными образованиями). В пользу такого представления говорят данные экспериментального моделирования диапиризма пластичного вещества в более прочном /Рамберг, 1970; Сычева-Михайлова, 1973/.

Таким образом, для нижней части разреза офиолитов проблема пространства решается за счет вертикальной миграции вещества из глубинной магматической камеры.

Подчеркнем, что для возникновения подобной зоны миграции мантийного вещества не требуется образования открытой трещины. Причиной движения является небольшая разница в вязкости вещества. Более прочные участки служат стенками камеры, внутри которой движется все заключенное в ней вещество аномальной мантии. Неравномерное понижение вязкости наиболее просто объясняется неравномерным распределением теплового потока.

Горизонтальное растекание вещества внутри магматической линзы ультрабазит-базитового состава обеспечивает, вероятно, образование комплекса параллельных даек и, в то же время, его отсутствие в ряде разрезов /Тейер, 1977/. Растекание горячего пластичного вещества под покрывшей прочных непластичных пород вызывает в этой кровле растягивающие напряжения и разрывы, которые заполняются дайками. Для габброидной магматической камеры такая кровля имеет обычно следы контактового воздействия габброидного расплава. В том случае, когда породы кровли достаточно пластичны, происходит формирование субстратифицированного разреза, не содержащего комплекса параллельных даек, так как не образуются разрывов, служащих для них каналами. Вероятно, что процессы растяжения связаны с явлениями разного ранга: общим растяжением земной коры над кровлей мантийного диапира (процесс ограниченного спрединга земной коры) и растяжением в кровле растекающихся магматических камер на различных участках и уровнях литосферы, расположенной над подобным диапиром. На дневной поверхности эти процессы выражаются сводообразованием, расколами и другими признаками режима растяжения, свойственными рифтогенезу.

Рис. 36. Серпентинитовая оторочка базальтовых "ядер" (Джил-Сатанахачский ультрабазитовый массив, Армения).

1 - серпентиниты с вариолитовой поверхностью, 2 - серпентинитовая крошка (брекчия) без обломков вулканических пород, 3 - базальтовые "ядра", подобные подушечным пиллоу-лавам, 4 - массивный базальт с обильной кварцевой минерализацией по трещинам, 5 - осыпь.



Петроструктурные исследования, проведенные для структур этапа сжатия /Офиолитовая ассоциация..., 1982; и др./, показывают, что твердопластичное течение ультрабазитов, характерное для предыдущих стадий, на стадии сжатия наблюдается наряду с хрупкими деформациями, которым подвержены как ультрабазиты, так и другие компоненты офиолитов и окружающие их породы другого происхождения. Термобарические условия, при которых офиолиты претерпевают процесс сжатия, в общем случае не выходят за рамки условий зеленосланцевой фации метаморфизма /Офиолитовая ассоциация..., 1982/. Именно эту стадию развития офиолитов имел в виду Г. Хесс /1957/, считая, что появление "серпентинитовых интрузий" является индикатором перехода геосинклиналию пояса к орогенному режиму.

Специфической чертой офиолитов, претерпевших этап сжатия, является развитие меланжа. Его разновидности и структурная эволюция достаточно полно описаны /Перфильев, Руженцев, 1973; Кузнецов, 1980; и др./, поэтому мы отметим лишь одно - меланжирование, т.е. разрушение пластичными серпентинитами окружающих их более компетентных пород с образованием соответствующих брекчий происходит не только в случае наличия крупных масс ультрабазитов, а иногда в виде тонкой пропитки серпентинитовым материалом терригенно-вулканогенных пород. Крупные блоки компетентных пород окружены тонкими пленками серпентинитов, толщина которых иногда не превышает нескольких миллиметров. Такие случаи были встречены нами в обрамлении Джил-Сатанахачского ультрабазитового массива на северном побережье оз. Севан в маршруте с участием М.А. Сатяна (рис. 36); в вулканогенно-осадочных метаморфических породах северной ветви Курайского гипербазитового пояса на Горном Алтае в маршруте с участием М.М. Буслова; в Средней Азии, в образованиях Южно-Ферганского офиолитового пояса в маршрутах с участием С.А. Куренкова. Это явление отражает, вероятно, следы воздействия высокого гидростатического давления внутри ультрабазитовой части офиолитов, во-

влеченной в складчатые деформации орогенного пояса, вынуждающего пластичные серпентиниты внедряться в окружающие горные породы практически на микроскопическом уровне.

Линейные масштабы зон офиолитогенеза существенно зависят от их типа, что отражает масштаб глобальных эндогенных явлений, вызывающих их образование. Структурой первого порядка в морфологическом ряду офиолитовых зон является Мировая система рифтов (межконтинентальных и рифтовых зон срединно-океанических хребтов), совместная протяженность которых около 70 тыс. км /Милановский, 1983, 1984/. Причины ее возникновения связаны, несомненно, с явлениями глобального масштаба.

Структурами второго порядка по отношению к Мировой системе рифтов являются офиолитовые пояса, связанные со структурными ансамблями островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов, а также сложных межконтинентальных систем типа Средиземного моря. Протяженность офиолитогенирующих систем этой группы составляет сотни – первые тысячи километров. Возникновение их, в рамках предлагаемой нами гипотезы, мы относим за счет образования крупных, но охватывающих локальный сегмент поднятий разогретого мантийного вещества, мобилизованного термическими диапирами. Диапиризм сопровождается предварительными сводовыми поднятиями, дорифтовым возбуждением бимодального корового магматизма, разуплотнением перекрывающей диапир коры (независимо от ее типа) и другими явлениями, традиционно связываемыми с развитием внутриконтинентальных рифтов, с той лишь разницей, что в процесс активизации с самого начала может вовлекаться и кора симатического типа ("океаническая кора" в традиционном представлении).

Еще более частным случаем, который можно отнести к структурным комплексам третьего порядка, является формирование системы офиолитовых поясов (иногда разновозрастных) в структуре складчатых областей мозаично-блокового строения. Они имеют протяженность десятки – сотни километров и формируются, вероятно, за счет развития локальных мантийных диапиров, которые поднимаются от кровли диапиров первого порядка в различных ее участках и в разное время. Сложный рисунок сочленения офиолитовых поясов в мозаично-блоковых областях часто характеризуется торцовым сочленением. Одной из причин возникновения торцового сочленения офиолитовых поясов может являться деформация структуры тройного сочленения рифтов (типа Красное море – Афар – Аденский залив). Во-первых, в любом варианте при возникновении тангенциального сжатия одна из рифтовых зон будет ориентирована по отношению к вектору напряжения иначе, чем две другие. В результате этого рифтовые зоны, ориентированные близкоперпендикулярно к вектору сжатия, будут раздавливаться с образованием складчатых структур и сопряженных с ними покровов различного уровня глубинности, а ориентированные близкопараллельно к нему – подвергнутся сдвиговым дислокациям. Подобная картина наблюдается, вероятно, в осевом трого Красноморского рифта, где, по сообщению Р.Г. Колмана /Колман, 1984a/, амплитуда левосторон-

него сдвигового смещения составляет 107 км. Во-вторых, фиксируемая в мезозойско-кайнозойских рифтовых системах разновозрастность формирования отдельных ветвей этих систем является возможной причиной разновозрастности образований в смежных тектонических блоках внутри будущей складчатой системы, как это наблюдается в торцовом сочленении докембрийских и раннепалеозойских блоков, разделенных офиолитовыми поясами, в структуре Алтае-Саянской складчатой области.

Более поздние порции энергии от медленно остывающего мантийного диапира вызывают внутренние перестройки в уже сформированной складчатой области: региональные расколы могут приобретать другое простирание и пересекаться с более древними структурами, как это имеет место во взаимоотношении каледонид и герцинид той же Алтае-Саянской складчатой области /Рудич, 1972/.

Хотя офиолитогенез обычно протекает в локальных зонах, он имеет важное значение для планеты в целом. Судя по последовательности формирования пород офиолитовой ассоциации и следов происходивших в них метаморфических превращений, в природе имеет место чередование условий растяжения - сжатия, в том числе отмечаемое в ряде работ различие в стиле дислокаций между ультраосновной частью офиолитов и их габбро-базальтовой частью /Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; и др./.

А.В. Пейве /1981/ обращает внимание, что в океанической коре, и, по-видимому, в континентальной, особенно при ее тектоническом утонении, в разделе Мохоровичича происходят мощные процессы гидротермальной переработки пород верхней мантии и мафической части земной коры (цеолитизация, родингитизация и т.д.). Заметим, что реальность существования этих процессов может быть установлена при специальных исследованиях термобарогеохимическими методами. Это приводит, возможно, к понижению вязкости пород этой зоны. Особую роль при таких процессах должна играть серпентинизация, там, где она становится возможной, т.е. при падении температуры до уровня 550-500°C. Несерпентинизированных ультрабазитов в офиолитовых поясах практически не встречается. Серпентинизация перидотитов сопровождается резким изменением их физических свойств: плотность уменьшается до 2,55 (у серпентинитов) против 3,3 (у перидотитов); скорость продольных сейсмических волн падает с 8,0 до 5,0 км/с. Понижается прочность, увеличивается пластичность /Аслопян и др., 1976; Колман, 1979; и др./. В результате этого при сравнительно низких напряжениях на различных глубинных уровнях могут развиваться процессы пластического течения горных масс, которое приводит к срыву и дисгармоничному смятию отличающихся по физическим свойствам пластин и чешуй, к скучиванию и диапиризму горных пород в одних зонах и растеканию, спредингу - в других /Пейве, 1981, с. 8-9/.

Проведенный нами анализ петроструктурных данных по каменному материалу из офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива в Кузнецком Алатау показал, что процессы растяжения, растекания, а затем сжатия и диапиризма проявляются в одном и том же массиве ультрабазитов /Офиолитовая ассоциация..., 1982, с. 85/.

Первичная, обусловленная различием петрографического состава, расслоенность офиолитовой ассоциации вызывает сомнение в приемлемости концепции жестких литосферных плит и вытекающих из нее крупномасштабных перемещениях по некоторой определенной плоскости – разделу между астеносферой и литосферой. Эта концепция противоречит установленному большому количеству физических неоднородностей в коре и верхней мантии, что свидетельствует о большой тектонической и магматической мобильности вещества литосферы, чего не предполагает концепция жестких литосферных плит. На это в последнее время справедливо указывает ряд исследователей (А.В. Пейве /1981/, С.С. Шульц (мл. – устн. сообщение); и др.). Пересмотр взглядов на общие предпосылки о жесткости, твердости и реологической неоднородности литосферных плит приводит к предположению, что не только литосфера, как единое целое, движется и деформируется дисгармонично по отношению к астеносфере, но и внутри литосферы происходят дисгармоничные складчатые дислокации высоких порядков, в итоге которых образуется ее сложная внутренняя структура, которая получила название концепции "тектонической расслоенности литосферы" /Пейве, Савельев, 1982/.

Отсюда, сама природа офиолитов, возникающих в зоне сквозного разрыва литосферы, подразумевает высокую степень их внутренней дислоцированности, что в итоге приводит к значительной маскировке их субстратифицированной структуры.

Наличие волноводов /Логачев и др., 1983; Логачев, Зорин, 1984; и др./, интерпретация физических свойств внутри них приводят к представлению о том, что участки повышенной пластичности могут располагаться выше или ниже некоторых горизонтов с повышенной вязкостью, и в случае возникновения тангенциальных напряжений они могут играть роль тел, испытывающих внутри себя дисгармонические перетекания вещества в коровых или мантийных условиях. Подмеченное в рамках классического геосинклиналиного учения пространственное разобшение разновозрастных продуктов базальтовых и гранитоидных магм находит объяснение в модели, по которой при соответствующем сочетании температуры и давления в зонах повышенной вязкости при скучивании в мантийных условиях возникают базальтовые магмы, а в аномальных участках сиалической коры – гранитоидные (например, А.В. Пейве /1981, с. 10/).

В настоящее время в континентальной обстановке офиолиты, видимо, нигде не встречаются вне структур складчатых орогенических зон. Приуроченность офиолитов к начальным этапам формирования геосинклиналиного разреза /Штилле, 1964/ и залегание их в орогенных структурах показывают, что они играют в процессе эволюции состава и структуры земной коры вполне определенную роль.

В.В. Белоусовым /1975, 1978/ и Ю.Г. Леоньевым /1972, 1976/ показано, что орогенный режим обладает относительной независимостью от геосинклиналиного. Серьезного внимания заслуживает предположение М.Н. Шапиро /1981/ о том, что формирование островных дуг и альпийский орогенез являются выражением единого процесса

планетарной тектонической активизации, в связи с чем особого изучения требует этап перехода от геосинклинального режима к режиму островной дуги по периферии Тихого океана. Намечается, по крайней мере внешне, аналогия между возникновением на месте Альпийской геосинклинальной системы складчатого сооружения и возникновением орогенного сооружения на геосинклинальном фундаменте островной дуги.

Уже давно подмечено, что режим растяжения, приводящий к разрыву земной коры (и офиолитогенезу! – П.К., В.С.) в рифтовых зонах, трогах эвгеосинклиналей и в ряде участков на месте фундамента островных дуг на некоторых отрезках геологического времени сменяется режимом сжатия, выраженном орогенезом. Отсюда был сделан вывод, что резкий переход к орогенному режиму вдоль протяженных подвижных зон в весьма удаленных районах земного шара, возможно, является отражением глобальной пульсации объема планеты (см. В.А. Обручев /1940/), в результате которой в неоген-четвертичное время геодинамический режим сменился от условий общего растяжения к условиям сжатия. В пользу такого вывода, по нашему мнению, говорят наблюдения над очагами землетрясений, которые показывают, что в настоящее время 95% земной коры находятся в условиях тангенциального сжатия, и лишь 5% приурочено к зонам, характеризующимся режимом растяжения и связанным с мировой системой рифтов /Кропоткин, Ефремов, 1983/.

Думается, что отражением максимумов увеличения объема планеты и связанного с этим разрыва литосферы являются фазы офиолитообразования /Abbate et al., 1984/. После этого наблюдалась смена расширения сжатием, прекращение формирования большинства геосинклинальных прогибов и переход к орогенному режиму на территории глобальных цепочек геосинклинальных поясов, позднее превратившихся в эпигеосинклинальные складчатые области. С этим было связано, вероятно, раздавливание рифтовых зон и тектоническое скупивание коры на ослабленных ими участках, завершившиеся образованием поясов офиолитов, преимущественно аллохтонных.

Для континентальных складчатых областей синхронизация формирования офиолитов может быть проведена более подробно. В частности было показано /Пинус, Стерлигова, 1973/, что для каледонид Центральной Азии стратиграфический уровень внедрения альпинотипных гипербазитов (как определяющей части разреза офиолитов) соответствует кембрию или венд-кембрию. Близок к этому и возраст ассоциирующих с ними габброидов. Для поясов альпинотипных ультрабазитов, расположенных в складчатых сооружениях герцинид, он отвечает верхам силура – первой половине девона, в мезозоидах – верхам юры – нижнему мелу – палеоцену. Эти факты служили главным аргументом для обоснования не только времени формирования ультрабазитовых поясов, но и возраста составляющих их ультрабазитовых массивов /Михайлов, 1962; Пинус, Колесник, 1966; и др./.

Однако такой подход к обоснованию времени формирования ультрабазитовых поясов и, тем более, времени образования ультраосновных пород, сла-

гающих массивы альпинотипных гипербазитов, оказался несостоятельным. При обсуждении этих вопросов отмеченные выше стратиграфические уровни, как считал в последние годы Г.В. Пинус, следует рассматривать не как реперы формирования гипербазитовых массивов, а как периоды максимальной тектонической активности тех глубинных разломов, с которыми пространственно сопряжены массивы альпинотипных гипербазитов в структуре складчатых областей. Внедрение же ультраосновных массивов в отдельных районах может происходить и выше, и ниже отмеченных стратиграфических уровней /Пинус, 1983; Пинус, Агафонов, 1978; Кузнецов, 1980; и др./.

Изучение разновозрастных офиолитовых ассоциаций Монголии /Пинус и др., 1984/ подтвердило правомерность представлений тех исследователей, которые утверждают, что образование офиолитовых ассоциаций осуществляется в различной геологической обстановке – на материках, в областях деструкции земной коры континентального типа; в окраинных морях; в районах островных дуг и срединно-океанических хребтов. Однако причина их возникновения, по-видимому, общая. Главное – локальный разогрев вещества верхней мантии под влиянием высокотемпературного теплового потока в зонах повышенной проницаемости, частичная дифференциация вещества мантии и связанный с этим диапиризм.

В.Е. Хаин /1979/ считает, что офиолитообразование в истории Земли протекало почти непрерывно, за возможным исключением среднего протерозоя – раннего рифея (1,9–1,4 млрд лет), но вместе с тем обнаруживало периоды резкого усиления (венд-кембрий, поздний триас-юра) и ослабления. В основных геосинклинальных поясах неогей стадии их заложения датируются либо концом докембрия – началом палеозоя (палеозойские пояса – Протоатлантический, Урало-Монгольский, Палеотетис), либо концом триаса – юрой (Тетис). В Тихоокеанском поясе на разных его участках проявились обе эти эпохи офиолитообразования, а также промежуточная – в конце палеозоя. В.Е. Хаин допускает, что в истории Земли происходили мегапульсации ее объема с образованием, а затем распадом суперконтинентов, компенсировавшимся расширением и сужением Тихого океана /Хаин, 1979/.

Общая пульсация объема Земли может обусловить определенную цикличность и даже ритмичность тектонических и вообще эндогенных процессов. Такая пульсация может вызываться периодическим накоплением в глубоких недрах планеты тепла и его выделением в верхних оболочках, где оно расходуется на плавление и подъем расплавленного вещества (магматизм) и на тектонические деформации /Хаин, 1981, с. 24/.

Представления В.Е. Хаина не противоречат выводам Г.В. Пинуса, хотя эти исследователи в своих глобальных построениях исходят из диаметрально противоположных предпосылок – мобилизма и фиксизма. Таким образом, совпадение их выводов отражает объективную картину развития земной коры в зонах офиолитогенеза, реконструкция которого не зависит от концепции исследователя.

Можно предположить, что незакономерные во времени пульсации

объема планеты приводят к образованию глубоко проникающих разрывов, выраженных в большей части своего разреза как зоны повышенной проницаемости, а в верхней части – как рифтовые структуры или зоны глубинных разломов. Географически они образуют глобальную систему расколов, последним представителем которой является современная мировая система рифтов.

В современном плане поверхности Земли рифтовые зоны и пояса образуют рифтовую систему, сложно сочетающуюся с другим типом подвижных зон – геосинклинальными поясами /Милановский, 1981/. Е.Е. Милановский противопоставляет их друг другу – в рифтовых поясах господствует расширение (спрединг), а в геосинклинальных в целом преобладает погружение ("засасывание") литосферы, мощная аккумуляция материала в образующихся прогибах и, по крайней мере, на некоторых стадиях развития – резкое горизонтальное сокращение площади земной коры с образованием структур сжатия (линейных складок, надвигов, тектонических покровов).

В связи с развитием концепции тектоники литосферных плит появляется тенденция рассматривать рифтогенез в качестве наиболее ранней стадии эволюции геосинклинального пояса: раздвижение литосферных плит (спрединг – раскрытие океана), затем сближение и коллизия, вплоть до превращения геосинклинального пояса в рубец ("сутуру") между этими плитами /Burke, 1977/. Действительно, тектонические реконструкции показывают, что на некоторых стадиях развития геосинклинального пояса в нем проявлялось горизонтальное поперечное растяжение. Однако сравнительное изучение типичных мезозойско-кайнозойских рифтовых зон показало, что они на протяжении длительного времени, нередко после продолжительных пауз, сохраняли свою рифтовую специфику и не проявляли тенденций к превращению в геосинклинальные, при наличии своеобразного тектоно-магматического режима, как бы обусловившего их "предопределенность" /Милановский, 1976; Разваляев, 1979/. В геологическом развитии Земли рифтогенез как геологический процесс претерпел сложную эволюцию. В архее формирование линейных тектонических зон совмещало в себе черты рифтового и геосинклинального процессов. В протерозое и палеозое континентальный рифтогенез представлял собой процесс, родственный и подчиненный геосинклинальному, а в мезозойско-кайнозойскую эпоху развития нашей планеты он приобрел огромное самостоятельное значение как одна из важнейших форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин в ходе некоторого общего расширения Земли /Милановский, 1983/. Заслуживает внимания также гипотеза расширяющейся "горячей" Земли, предложенная В.В. Кузнецовым /1984/, в рамки которой укладываются все перечисленные выше черты рифтогенеза.

Таким образом, мировая система рифтов является, вероятно, результатом последней пульсации объема планеты, которая вошла в заключительную стадию своего расширения, пока еще не сменившись целиком сжатием. Мы наблюдаем эту систему полностью в связи с ее хорошо выраженной морфологией. Вспышки офиолитогенеза по глобаль-

но распространенным системам расколов литосферы – рифтам и геосинклинальным прогибам (независимо, в пределах океанических или континентальных сегментов коры), и их незакономерная периодичность в геологическом времени, вполне укладываются в гипотезу дифференциальных движений литосферы /Пейве, Савельев, 1982/. Этой же гипотезой вполне можно объяснить некоторую несинхронность развития офиолитогенеза вдоль простирания рифтогенных структур, поскольку массотеплоперенос в рамках гипотезы нестабилен в связи с возникновением кинематических волн. Следуя ей, вполне можно объяснить также возникновение офиолитогенеза в существенно различных тектонических обстановках – срединно-океанических хребтах, внутри- и межконтинентальных рифтах и областях перехода океан – континент (островных дугах и краевых морях) /Пейве, Савельев, 1982, с. 15/.

Латеральное перемещение вещества, образующегося в процессе дифференциации мантии вдоль поверхности раздела мантия – ядро, вероятно, неизбежно приводит к его скоплению на отдельных участках и возникновению за счет термодинамической неустойчивости потока массотеплопереноса, который захватывает при подъеме значительный сектор мантии. Облегченный мантийный дифференциат при перемещении в гравитационном поле вверх должен испытывать фазовые переходы, которые играют большую роль в структурной и вещественной эволюции мантии и литосферы /Киркинский, 1975, 1977, 1984; Трускиновский и др., 1983; и др./, эти переходы должны сопровождаться “скачкообразными” изменениями объема значительных масс мантийных пород, что, по закону Паскаля, вызовет возникновение тангенциальных напряжений по периферии мантийного диапира на некоторых стадиях его подъема. Неравномерное распределение по площади и охватываемое обширный сектор мантии и литосферы колебание объемов горных пород вызывает наблюдаемое на поверхности неравномерное колебание гипсометрического положения блоков литосферы: поднятие и регрессия моря на участках предрифтовых сводовых поднятий, синхронные им трансгрессии на участках, сохранивших стабильное положение, что в сумме дают картину волны колебания уровня рельефа, распространяющейся по поверхности планеты. Этим можно объяснить отсутствие в геологической истории планеты подлинно “глобальных” трансгрессий моря, что уже отмечалось ранее /Яншин, 1973/.

Повышенный тепловой поток, зафиксированный в рифтах, показывает, что равенство теплового потока на океанических и континентальных сегментах планеты нарушается при образовании расколов коры и литосферы – мировой системы рифтов, или локальных рифтовых зон, или геосинклинальных прогибов. В результате этого нарушается физико-химическое равновесие, и начинается локализованный в узких линейных зонах, но проявленный в глобальном масштабе, процесс офиолитогенеза. Теплообмен возрастает за счет движения агентов теплопереноса в зонах повышенной проницаемости. В результате происходит локальный разогрев, объемное расширение и образование астенолитов. Следствием этого становится возникновение очагов мантийного магматизма, а на поверхности – образование сводовых поднятий и заложение структур глубинных разломов и рифтов.

Концепция "пульсирующей" Земли находит, по нашему мнению, подтверждение в расчетах, приведенных в докладе В.Л. Новикова и Ю.В. Сазонова /1983/. Резкая активизация деформаций системы с постоянной вязкостью, которая, будучи выведена из состояния неустойчивого равновесия, на протяжении 37 единиц условного времени деформировалась медленно, а в течение последней единицы скорость движения точек внутри системы на порядок превышала скорость их движения на предыдущем этапе. Нестационарность движений приводит к сложным, незамкнутым траекториям частиц, а линии равной плотности со временем приобретают вид, напоминающий разрезы сильно смятых метаморфических толщ /Новиков, Сазонов, 1983/. Следствием развития такого процесса может быть явление, когда вышедшая из состояния неустойчивого равновесия мантия (в расчетах – в результате распада горизонтально-однородного неустойчивого распределения поля плотности, возникающего при дифференциации вещества на границе ядро – мантия) на определенном этапе может прийти в движение и вынести к поверхности большое количество тепла. Поскольку в твердой литосфере конвективный перенос тепла невозможен, а кондуктивная передача избыточного тепла недостаточна, происходит "перегрев" астеносферы. Результатом этого должно быть увеличение объема вовлеченных в разогрев пород, отсюда – разрывы и раздвижение в толще перекрывающей литосферы и обильный, развитый на обширных территориях, базальтовый и пикритовый магматизм, посредством которого избыточное мантийное вещество выносится на поверхность. Через это движение вещества и добавочное тепло можно объяснить широкий спектр геологических явлений, в том числе – офиолитогенез. После "остывания" возможен некоторый эффект контракции и общее затухание тектонической активности, в таком случае может наблюдаться не изменение радиуса планеты, а "пульсация" объема крупного сектора мантии, несимметричная по отношению к ее центру.

"Революция" в тектоническом развитии зон офиолитогенеза связана с началом излияния эффузивов. Перемещение расплавов по магматическим каналам открывает возможность конвективного выноса тепла через толщу литосферы, нарушает структуру "теплового фронта" диапира и ускоряет, за счет оттока дифференциатов, процесс магматической эволюции связанных с ним очагов. Неравномерное распределение теплового потока над поверхностью мантийного диапира вызывает нарушение изостатического равновесия в зоне начинающегося офиолитогенеза и, как следствие, расчленение ее на дифференцированные тектонические блоки.

Через действие такого механизма можно объяснить раскол и дрейф континентов посредством гравитационного соскальзывания блоков литосферы со склонов линзы аномальной мантии без привлечения представления о механизме замкнутой глубинной конвекции и "транспортного" перемещения литосферных плит. Существованию замкнутой конвекции препятствует наличие фазовых переходов в веществе мантии, тогда как механизм этой конвекции был предложен для модели однородной мантии. Горизонтальное смещение блоков литосферы, поми-

мо гравитационного соскальзывания, связано, вероятно, с растеканием вещества линз аномальной мантии на уровне подошвы литосферы /Артюшков, 1983/.

После отмирания мантийного диапира и прекращения растекания линзы аномальной мантии естественно ожидать проявления складчатости и скучивания горных масс на обширных площадях не только за счет тангенциальных напряжений глобального масштаба, но и за счет локального отрицательного объемного эффекта при общем остывании. Однако деформации могут охватить лишь наиболее пластичные неконсолидированные участки, в качестве которых выступают зоны предшествовавших активных растяжений: геосинклиналильные зоны, где наблюдается переход к орогенному режиму; зоны растяжения в пределах океанических сегментов литосферы, в которых проявляется складчатость внутри океанической коры /Пейве, 1975; Ильин, 1978; Богданов, 1979/. Рифтовые зоны при скучивании коры испытывают, вероятно, раздавливание, поскольку, видимо, литосфера именно этих участков должна быть более пластичной, чем на подавляющей части поверхности планеты, более удаленной от зон растяжения.

Мы понимаем офиолитогенез как реакцию приповерхностных частей планеты (начиная с астеносферы и выше) на локальное или общее увеличение ее объема, а образование офиолитовых поясов – как реакцию наименее консолидированных участков новообразованной коры на последующее сокращение объема и связанное с этим сжатие.

П.Н. Кропоткин в последние годы предложил в качестве альтернативы геодинамической модели тектоники литосферных плит модель, которая представляет собой синтез пульсационной гипотезы В.А. Обручева /1940/ и мобилизма /Кропоткин, Ефремов, 1983/. При чередовании фаз расширения и сжатия Земли эффекты расширения накапливаются в зонах спрединга (у нас офиолитогенеза), а эффекты сжатия – в складчатых поясах при надвигах и поддвигах. В результате происходит дрейф промежуточных блоков литосферы от зон растяжения к зонам сжатия.

Мы отдаем себе отчет, что предлагаемая нами гипотеза о роли офиолитогенеза в процессе вещественной и структурной эволюции земной коры содержит много допущений и не имеет пока количественной оценки. Однако мы считаем, что в ней нет посылок, противоречащих друг другу с геологической или геофизической точек зрения, а основным недостатком является отсутствие детальной синхронизации эпох офиолитогенеза по различным регионам планеты. Поэтому мы надеемся, что высказанные нами идеи подтолкнут других исследователей на дальнейшее развитие тектонического анализа геодинамических предпосылок и следствий, связанных с процессом офиолитогенеза и эволюции состава и структуры земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолитогенез – основной процесс разрушения древней земной коры и ее новообразования за счет поступления мантийного тепла и глубинного симатического вещества. Проведенный анализ связи офиолитогенеза и рифтогенеза показывает, что нерешенных вопросов остается пока много. Выводы различных авторов противоречивы, а решение этих вопросов в рамках только одной геологической дисциплины оказывается недостаточным. Выход видится в комплексном подходе к проблеме. По крайней мере на этом пути удалось выявить некоторые условия формирования офиолитов.

Основные выводы сводятся к следующему:

1. Офиолитогенез развивается за счет глубинной энергии Земли независимо от типа земной коры, вовлеченной в этот процесс. По отношению к глобальному процессу эволюции земной коры он выступает как процесс второго ранга и тесно связан с рифтогенезом.

2. Ведущая роль эффекта раскола литосферы подчеркивается общими для всех офиолитов планеты характеристиками их состава и структуры. Различия между конкретными офиолитами объясняются тем, что они находятся на разных стадиях офиолитогенеза: от условий раскола литосферы и подъема глубинного вещества в начале до тектонического скупивания и деструкции строения офиолитовой ассоциации в конце. В целом процесс офиолитогенеза отражает необратимый характер эволюции состава и структуры земной коры.

3. Представление о стадийности офиолитогенеза и его связи с рифтогенезом позволяет прогнозировать состав и строение офиолитовых зон на нескрытых уровнях разреза и реконструировать этапы истории их развития.

4. Комплексный подход к проблеме офиолитов, сочетание традиционных методов с экспериментальными исследованиями, позволяет перейти от качественных оценок генезиса к количественным характеристикам процессов формирования офиолитовых ассоциаций. Термобарогеохимические исследования офиолитов дают возможность оценить физико-химические параметры их образования.

Задачами дальнейших исследований следует считать, по нашему мнению, следующее:

1) уточнение физико-химических условий формирования офиолитовых ассоциаций с гипербазитами дунит-гарцбургитового, шпинелевого и гранатового типов, что позволит определить условия вскрытия различных глубинных уровней мантии;

2) изучение структурных особенностей офиолитов и вмещающей их рамы для однозначного решения вопроса о протрузивном или обдукционном механизме становления различных офиолитовых ассоциаций;

3) оценка масштаба магматического и метаморфического преобразования земной коры в процессе офиолитогенеза.

Концепция офиолитогенеза может развиваться только с позиций мобилизма, так как иными путями нельзя решить проблему пространства. Однако вероятное наличие "корней" офиолитовых поясов в форме своеобразных валов, состоящих из альпинотипных ультрабазитов, выступающих из мантии в пределы основания земной коры, требует формулировки соответствующей концепции кинематики офиолитовых зон.

Определение условий вскрытия мантийных образований в разрывах между крупными блоками земной коры и расшифровка морфологии зон этого вскрытия позволяют построить модель структурного развития сегментов литосферы и земной коры, к которым приурочен офиолитогенез. Создание такой модели позволит в дальнейшем посредством решения обратных задач обоснованно развивать концепцию дифференцированных тектонических подвижек литосферы: реконструировать глубинную тектонику сегментов земной коры и литосферы в целом по структурному рисунку вскрытых на земной поверхности образований, а следовательно, отвечать на вопросы – какими геологическими процессами было обусловлено развитие данных структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Андреева Г.А. Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы // Докл. АН СССР. - 1973. - Т. 210, № 3. - С. 689-692.
- Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - 112 с.
- Александров А.А., Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. - М.: Наука, 1978. - 122 с.
- Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. - 320 с.
- Артюшков Е.В. Конвекция в мантии и структурообразование в земной коре // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. - М., 1983. - С. 22-23.
- Аслонян А.Т., Аратюнян А.В., Волярович М.П., Левыкин А.И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы // Изв. АН АрмССР. Наука о Земле. - 1976. - № 5. - С. 3-12.
- Аументо Ф., Лонкаревич Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М.: Мир, 1973. - С. 168-197.
- Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Панина Л.И. и др. Особенности равновесной и неравновесной кристаллизации магм по данным изучения включений // Геология и геофизика. - 1984. - № 8. - С. 81-90.
- Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро // Докл. АН СССР. - 1976. - Т. 230, № 6. - С. 1425-1428.
- Барбеи Ф., Варье Ж. Афарская зона сочленения рифтов // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 51-63.
- Баюк Е.И., Волярович М.П., Пархоменко Э.И., Салехли Т.М. Влияние процессов серпентинизации на упругие и электрические свойства при высоких давлениях у ультраосновных пород зоны офиолитовой формации Малого Кавказа // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. - М., 1978. - С. 48-58.
- Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 20-31.
- Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифа и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. - 211 с.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. - М.: Наука, 1966. - 123 с.
- Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность // Проблемы глобальной тектоники. - М.: Наука, 1973. - С. 81-117.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. - М.: Недра, 1975. - 262 с.
- Белоусов В.В. Геотектоника. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - 334 с.

- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. - М.: Недра, 1978. - 232 с.
- Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. - М.: Недра, 1982. - 152 с.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л. Меймечиты в Пенжинском хребте // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 250, № 4. - С. 928-931.
- Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. - 117 с.
- Берк К. Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 187-194.
- Богданов Н.А. О тектоническом сучивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 133-146.
- Боголепов К.В. О понятиях "рифтовая структура" и "рифтогенез" // Основные проблемы рифтогенеза. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. - С. 6-11.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М. Геология дна океанов. - М.: Наука, 1976. - 245 с.
- Боннати Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М.: Мир, 1973. - С. 9-30.
- Варлаков А.С. Рифтогенные доэвгеосинклинальные офиолиты в допалеозойской истории Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. - С. 34-49.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С. Эволюция офиолитовых комплексов Тувы // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. - С. 37-39.
- Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. - М.: Недра, 1980. - 226 с.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. - М.: Наука, 1978. - 178 с.
- Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - 165 с.
- Вотах О.А. Главные типы тектонических комплексов земной коры и их эволюция // Структурные элементы земной коры и их эволюция. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 29-46.
- Вотах О.А. Введение в геотектонику. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - 181 с.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. - 152 с.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Палеозойско-мезозойские рифтоподобные комплексы Сахалина и некоторые особенности его тектонического развития // Восточно-азиатские островные системы. - Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978. - С. 33-50.
- Геологический словарь: В 2 т. - М.: Недра, 1973. - Т.2. - 456 с.
- Гольинко И.Н., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Вариации состава базальтов в разных геодинамических обстановках рифтогенеза // Магматические и метаморфические породы океанической коры. - М.: Наука, 1983. - С. 17-37.
- Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. - 1976. - № 12. - С. 75-86.
- Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпийских гипербазитов юга Сибири // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 235. - С. 431-434.
- Гончаренко А.И., Баранов М.А., Сибилев А.К. Пластические деформации и петроструктура офиолитов Илжимского массива (Западный Саян) // Пет-

- рология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - С. 159-174.
- Гончаренко А.И., Симонов В.А. Флюидные включения в пластически деформированных оливинах альпинотипных гипербазитов // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 276, № 1. - С. 228-231.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива // Геология и геофизика. - 1980. - № 10. - С. 61-71.
- Денисова Е.А. Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1982. - № 2. - С. 32-45.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 200 с.
- Добрецов Н.Л. Петрологические модели: паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. - С. 109-124.
- Дриц В.А., Слонимская М.В., Степанов С.С. и др. О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов // Литология и полезные ископаемые. - 1983. - № 5. - С. 102-113.
- Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. - М.: Недра, 1972. - 374 с.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. - М.: Недра, 1979. - 271 с.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. - М.: Наука, 1984. - 232 с.
- Зверев С.М., Ярошевская Г.А. Глубинное строение и геология Исландии // Геотектоника. - 1986. - № 1. - С. 47-58.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. - М.: Наука, 1977. - 210 с.
- Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. - М.: Наука, 1973. - 251 с.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. - М.: Наука, 1983. - 136 с.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И., Шека С.А. Меймечит-пикритовый и габбро-диабазовый комплекс хр. Пекульней на северо-востоке СССР // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 249, № 4. - С. 954-957.
- Зоненшайн Л.П. Связь геосинклинальных областей с зонами поддвига литосферных плит // Океанология. Геофизика океана: В 2 т. - М.: Наука, 1979. - Т. 2: Геодинамика. - С. 280-293.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Зайков В.В. и др. Опыт изучения океанической коры на Урале // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981а. - С. 53-55.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Рифтовые структуры в геологическом прошлом // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - С. 11-15.
- Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. - 1981б. - № 2. - С. 3-22.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. - М.: Недра, 1979. - 311 с.
- Иванов С.Н. Офиолиты на сиалической коре // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. - С. 72-78.
- Ивонин И.П. К стратиграфии докембрийских отложений западного склона Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. - 1970. - № 12. - С. 109-117.
- Ильин А.В. Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы новой глобальной тектоники // Геотектоника. - 1978. - № 6. - С. 17-35.

- Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология. Тектоника. - М.: Наука, 1979. - 214 с.
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. - М.: Наука, 1972. - Т. 1. - 230 с.
- История развития уральского палеоокеана. - М., 1984. - 164 с.
- Калинин Д.В., Зубков М.Ю. Кинетическое исследование системы $MgO - SiO_2 - H_2O$. Реакция: серпентин \rightleftharpoons форстерит + тальк + вода // Геология и геофизика. - 1981. - № 9. - С. 73-82.
- Киркинский В.А. Фазовые переходы в глубинах Земли и рифтогенез // Проблемы рифтогенеза. - Иркутск, 1975. - С. 23-24.
- Киркинский В.А. О возможном механизме рифтогенеза и образования дна океанов // Основные проблемы рифтогенеза. - Новосибирск: Сиб. отд-ние, 1977. - С. 78-82.
- Киркинский В.А. Происхождение глобальных структур и природа цикличности развития Земли. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. - 44 с.
- Кнауф В.И. Типы догеосинклинального основания палеозойд Киргизского Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. - М.: Наука, 1983. - С. 45-49.
- Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Куртанбеков К. и др. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. - Фрунзе: Илим, 1981. - 75 с.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. - М.: Наука, 1975. - 208 с.
- Книппер А.Л. Офиальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доороженное развитие офиолитового комплекса // Геотектоника. - 1978. - № 2.
- Колман Р.Г. Офиолиты. - М.: Мир, 1979. - 262 с.
- Колман Р.Г. Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна // История и происхождение окраинных и внутренних морей. - М.: Наука, 1984а. - С. 58-73.-(Докл. 27-го Международного геол. конгр.).
- Колман Р.Г. Магматический комплекс Тихама-Азир. Офиолиты пассивных континентальных окраин // Петрология. - М.: Наука, 1984б, с. 104-113. - (Докл. 27-го Международного геол. конгр.).
- Колман Р.Г., Хэдли Д.Г., Флек Р.Г. и др. Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 107-123.
- Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - 483 с.
- Косыгин Ю.А. Основы тектоники. - М.: Недра, 1974. - 213 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. - М.: Недра, 1983. - 536 с.
- Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология, 1982. - № 4. - С. 3-6.
- Кравченко С.М., Сотсков Ю.П., Рабинович В.С. Эволюция базальтового магматизма океана и континентов // Магматические и метаморфические породы океанической коры. - М.: Наука, 1983. - С. 5-17.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Новая гебдинамическая модель // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. - М., 1983. - С. 21-22.
- Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. - М.: Изд-во АН СССР, 1954. - Т. 1. - С. 202-227.
- Кузнецов В.В. Физика Земли и Солнечной системы (модели образования и эволюции). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. - 92 с.
- Кузнецов П.П. Элементы стратификации офиолитовой ассоциации в гипербазитовых поясах Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы изучения

- осадочной оболочки Земли. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. - С. 11-19.
- Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. - 97 с.
- Кузнецов П.П. Структура Баян-Лэгского гипербазитового пояса герцинид Южной Монголии // Геология и геофизика. - 1983. - № 9. - С. 23-30.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А. О структурном положении негранитных пегматитов в разрезах габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. - 1978. - № 3. - С. 63-72.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолитогенез в рифтовых зонах // Структурные элементы земной коры и их эволюция. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 99-109.
- Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). - М.: Наука, 1983. - 96 с.
- Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. - 1984. - № 5. - С. 3-14.
- Кутюлин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных комплексов в верхней мантии // Геология и геофизика. - 1977. - № 8. - С. 3-10.
- Кутюлин В.А. Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Бенюфа и ее петрологические и металлогенические следствия // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. - М.: Наука, 1982. - С. 28-41.
- Лазаренко Е.Е., Кузнецова С.В., Белевцев Р.Я. Температурные условия кристаллизации базальта из рифтовой части Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН УССР. - 1981. - № 5. - С. 14-16.
- Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. - 1972. - № 2. - С. 3-14.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. - М.: Недра, 1976. - 193 с.
- Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. - М.: Мир, 1977. - 288 с.
- Леснов Ф.П. Полигенные базит-гипербазитовые плутоны складчатых областей // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. - С. 6-8.
- Леснов Ф.П., Симонов В.А., Поспелова Л.Н. Об условиях кристаллизации габброидов Куюльского базит-гипербазитового плутона (Корякское нагорье) // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. - С. 174-189.
- Логачев Н.А., Зорин Ю.А. Строение и стадии развития Байкальского рифта // Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С. 126-134. (Докл. 27-го Международного геол. конгр.).
- Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовой зон) // Геотектоника. - 1983. - № 2. - С. 3-15.
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1967. - 74 с.
- Магматические горные породы. - М.: Наука, 1983. - Т. 1. - 767 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Г., Костюк В.П. и др. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. - 232 с.
- Макарычев Г.И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. - М.: Наука, 1978. - 196 с.

- Макарычев Г.И. Роль офиолитовой ассоциации в тектонической эволюции земной коры Южного Тянь-Шаня // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 31-46.
- Максвелл Дж. К. Офиолиты: древняя океаническая кора или глубинный диалит? // Офиолиты в земной коре. - М.: Наука, 1973. - С. 11-13.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг // Геотектоника. - 1970. - № 2. - С. 93-111.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. - М.: Наука, 1975. - 232 с.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка.) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 81-92.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. - М.: Наука, 1982. - С. 30-79.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника. - 1977. - № 6. - С. 15-31.
- Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. Закономерности формирования и преобразования континентальной коры // Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. - М.: Наука, 1980. - С. 252-258.
- Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. и др. Тектоника Восточной Азии и дальневосточных морей // Геотектоника, - 1979. - № 1. - С.3-21.
- Меланхолина Е.Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре о-ва Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. - 1978. - № 3. - С. 128-136.
- Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М.: Мир, 1973. - С. 30-49.
- Меляховецкий А.А. Пластические деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой их условий // Материалы по генетической минералогии и петрологии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - Вып. 349. - С. 84-111.
- Меляховецкий А.А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 134 с.
- Миколайчук А.В. Догеосинклинальное основание и сейсмичность Ферганско-Кокшаальской складчатой системы: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. - Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1986. - 23 с.
- Миналовский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. - М.: Недра, 1976. - 280 с.
- Миладовский Е.Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли // Проблемы тектоники земной коры. - М.: Наука, 1981. - С. 38-61.
- Миладовский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). - М.: Недра, 1983. - 280 с.
- Миладовский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли // Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С. 109-126 (Докл. 27-го Международного геол. конгр.).
- Миладовский Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанический рифтогенез. - М.: Наука, 1985. - С. 5-24.
- Михайлов Н.П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана // Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. - 1962. - Вып. 80. - С. 109-218.
- Михайлов Н.П., Баранов В.В. О структурах спинифекс в пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. - 1981. - № 4. - С. 17-24.

- Михайлов М.Ю., Шацкий В.С. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микрокамеры // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). - Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд.-во, 1975. - С. 109-111.
- Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. - М.: Недра, 1974. - 167 с.
- Нейман Э.Р., Рамберг И.Б. Палеорифты: заключительные замечания // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 453-465.
- Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной (левобережье р. Анадырь) // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 238, № 6. - С. 1433-1436.
- Новиков В.Л., Сазонов Ю.В. Численное моделирование крупномасштабных движений в мантии // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. - М., 1983. - С. 9.
- Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1940. - № 1. - С. 12-29.
- Океанология. Геофизика океана: В 2 т. - М.: Наука, 1979. - Т. 2: Геодинамика. - 416 с.
- Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1982. - 100 с.
- Офиолиты (Итмуруды-Казыкская и Чарская зоны) / Паталаха Е.И., Белый В.А., Ермолов П.В. и др. - Алма-Ата: Наука, 1981. - 180 с.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. - М.: Наука, 1982. - 220 с.
- Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульной (Чукотка) // Тихоокеан. геология. - 1982. - № 2. - С. 31-40.
- Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И. Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда) // Геология и геофизика. - 1983. - № 10. - С. 24-34.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1956. - № 1. - С. 90-105.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. - 1969. - № 4. - С. 5-23.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. - 1975. - № 5. - С. 3-17.
- Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. - М.: Наука, 1981. - С. 7-13.
- Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Пушаровский Ю.М. Офиолиты, современное состояние и проблемы исследований // Геотектоника. - 1977. - № 6. - С. 4-14.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое (к проблеме тектонического районирования материков) // Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С. 3-9.-(Докл. 27-го Международного геол. конгр.).
- Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. - 1982. - № 6. - С. 5-24.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Буртман В.С. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. - 1972. - № 12. - С. 7-25.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. - М.: Недра, 1971. - С. 9-24.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. - 1976. - № 5. - С. 6-23.

- Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. - 1985. - № 5. - С. 19-33.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. - 1973. - № 3. - С. 14-26.
- Петрографический словарь. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 447 с.
- Петрографический словарь. - М.: Недра, 1981. - 283 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаваницев Ю.Е. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 221 с.
- Пинус Г.В. Структурное положение альпинотипных гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. - 1976. - № 8. - С. 3-10.
- Пинус Г.В. К проблеме офиолитов: генетические черты венд-кембрийских офиолитов Монголии // Геология и геофизика. - 1983. - № 9. - С. 11-23.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О времени образования и внедрения альпинотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии // Геология и геофизика. - 1978. - № 11. - С. 3-6.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Кузнецов П.П., Леснов Ф.П. Петрология гипербазитов Баян-Лэгского пояса (Южная Монголия) // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981а. - С. 180-194.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Офиолиты каледонид Монголии и механизм их образования // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981б. - Т. 1: Общие вопросы и метаморфизм. - С. 17-31.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. - М.: Наука, 1966. - 211 с.
- Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. - 1973. - № 12. - С. 109-112.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. - М.: Наука, 1978. - 173 с.
- Пушаровский Ю.М. Предисловие // Континентальный и океанский рифтогенез. - М.: Наука, 1985. - С. 3-4.
- Развальяев А.В. К проблеме позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского шита // Геотектоника. - 1979. - № 4. - С. 19-32.
- Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. - М.: Наука, 1982. - 105 с.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. - М.: Мир, 1970. - 224 с.
- Рамберг И.Б., Нейман Э.Р. Системы палеорифтов, Введение // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 13-19.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 584 с.
- Рудич Е.М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. - М.: Наука, 1972. - 374 с.
- 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 // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 9-30.
- Сатян М.А. Последнемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). - Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. - 168 с.

- Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. - М.: Наука, 1976. - 239 с.
- Симонов В.А. Условия минералообразования в негранитных пегматитах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 168 с.
- Симонов В.А. Роль летучих при формировании гипербазитов в офиолитовых ассоциациях (по данным термобарогеохимии) // Ультраосновные магмы и их металлогения. - Владивосток, 1983. - С. 86-87.
- Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$ при высоких давлениях (по данным термографического анализа) // Геохимия. - 1984. - № 3. - С. 314-323.
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Составы расплавов и условия кристаллизации ультраосновных лав массива Троодос (о. Кипр) по данным исследования расплавных включений // 6-й Симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений: Тез. докл. - Тбилиси, 1982. - С. 220.
- Соболев А.В., Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Шербовский А.Я. Составы и условия кристаллизации расплавов вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 272, № 2. - С. 464-468.
- Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. - М.: Наука, 1976. - 132 с.
- Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - 141 с.
- Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. - М.: Наука, 1979. - 207 с.
- Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. - М.: Недра, 1973. - 137 с.
- Тейер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. - 1977. - № 6. - С. 32-45.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. - М.: Наука, 1980. - 285 с.
- Термический анализ минералов и горных пород. - Л.: Недра, 1974. - 399 с.
- Тильман С.М., Бялбжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. - М.: Наука, 1982. - С. 5-30.
- Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - 200 с.
- Трускиновский Л.М., Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Движение химических и фазовых границ в мантии // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. - М., 1983. - С. 7-8.
- Унксов В.А. Тектоника плит. - Л.: Недра, 1981. - 288 с.
- Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 240, № 2. - С. 400-403.
- Уткин В.П. Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. - 1985. - № 1. - С. 73-87.
- Файф У., Прайс Н., Томсон А. Флюиды в земной коре. - М.: Мир, 1981. - 436 с.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 124 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. - М.: Наука, 1977. - 216 с.
- Флюидный режим формирования мантийных пород / Под ред. Летникова Ф.А., Комарова Ю.В. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 143 с.

- Хаин В.Е. Об основных эпохах офиолитообразования в истории Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М.: Наука, 1979. - С. 147-159.
- Хаин В.Е. Глобальная тектоника: состояние и перспективы // Проблемы тектоники земной коры. - М.: Наука, 1981. - С. 20-28.
- Хаин В.Е. Роль рифтогенеза в развитии земной коры // Континентальный и океанский рифтогенез. - М.: ГИН, 1982. - С. 3-4.
- Хаин В.Е. Окраинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса: сопоставление особенностей развития // Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С. 60-63. (Докл. 27-го Международного геол. конгр.).
- Хесс Г.Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинитов (к проблеме офиолитов) // Труды XVII сессии Международного геологического конгресса. - М.: ГОНТИ, 1939. - Т. 2. - С. 279-300.
- Хесс Г.Г. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез // Земная кора. - М.: Изд-во иностр. лит., 1957. - С. 403-422.
- Хизен Б. Внутренние и краевые моря // Верхняя мантия. - М.: Мир, 1975. - С. 134-149.
- Чиков Б.М., Шарапов В.Н. Геодинамика, геосинклинальный процесс и систематика тектонических элементов Курило-Камчатской переходной области // Геология и геофизика. - 1982. - № 10. - С. 3-11.
- Шапиро М.Н. Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки) // Гестектоника. - 1981. - № 4. - С. 104-119.
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - 199 с.
- Шейнманн Ю.М. Тектоника верхов мантии под геосинклиналями и островными дугами // Сов. геология. - 1967. - № 4. - С. 18-30.
- Шерман С.И. Активизация разломов // Структурные элементы земной коры и их эволюция. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 115-119.
- Шидлинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М.: Мир, 1973. - С. 198-241.
- Шнюков Е.Ф., Калужный В.А., Щирица А.С. и др. Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям) // 6-й Симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. - Тбилиси, 1982. - С. 223-224.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Углерод в ультрабазитах и базитах. - М.: Наука, 1984. - 109 с.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. - М.: Наука, 1977. - 312 с.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Царицын Е.Л. Закономерности химического и минерального состава альпинотипных ультрабазитов ряда дунит-гарцбургит-лерцолит // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 266, № 5. - С. 1251-1254.
- Штилле Г. Избранные труды. - М.: Мир, 1964. - 886 с.
- Щербаков С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкарского Сыннинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1981. - № 4. - С. 44-56.
- Щербаков С.А. Микроструктурный анализ ультрабазитов Тихого и Индийского океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - № 3. - С. 54-65.
- Эз В.В. Структура Исландии и спрединг океанического дна // Гестектоника. - 1984. - № 3. - С. 100-111.

- Энгель А.Е., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океанов // Основные проблемы океанологии: II Международный океанографический конгресс. - М.: Наука, 1968. - С. 183-217.
- Юркова Р.М., Слонимская М.В., Дайняк Б.А., Дриц В.А. Водород и метан в серпентинитах различных генетических типов (на примере Сахалина и Корякского нагорья) // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 263, № 2. - С. 420-425.
- Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. МОИП. - 1973. - № 2. - С. 9-44.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Principi G. The rhythm of ophiolites // Ophiolites through time. - Ophioliti. - 1984. - Vol. 9. - P. 7.
- Amstutz G.C. The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945 // Ophiolites. Proceedings, Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. - Panaiotou, Geological Survey Department, Cyprus. - 1980. - P. 149-159.
- Avias I.V. About some features of allochthonous ophiolitic and volcanosedimentary suites and their contact zones in New Caledonia // Symp. Intern. Geodyn. Sud-Quesst. Pacif. Noumea, 1976. - Paris, 1977. - P. 245-263.
- Barasangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epicenter data, 1961-1967 // Bull. Seism. Soc. Amer. - 1969. - Vol. 59, N 1. - P. 369-380.
- Beccaluva L. Ophiolites and actualism: petrological constraints // Ophiolites and actualism. - 1982. - Vol. 7, N 2/3. - P. 109-112.
- Beccaluva L., Piccardo G.B., Serri G. Petrology of northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites // Ophiolites. Proceedings, Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. - Panaiotou, Geological Survey Department, Cyprus. - 1980. - P. 314-331.
- Benson W.N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of ultrabasic and basic igneous rocks // Nat. Acad. Sci. Mem. - 1926. - Vol. 19, N 1. - P. 1-90.
- Bonatti E. Serpentinite protrusions in the oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. - 1976. - Vol. 32. - P. 107.
- Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones // Earth Planet. Sci. Lett. - 1978. - Vol. 37, N 3. - P. 369-379.
- Bougault H., Cambon P., Corre O., et al. Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic Ridge near 22°N and 36°N // Tectonophysics. - 1979. - Vol. 55. - P. 11-34.
- Brongniart A. Sur le disement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, ets. dans quelques parties des Apennins // Ann. des Mines ou Recueil de Memoires l'Exploitation des Mines. - 1821. - Vol. 6. - P. 177-238.
- Brookfield M.E. The emplacement of gaint ophiolite napps. 1. Mesozoic-Cenozoic examples // Tectonophysics. - 1977. - Vol. 37, N 3-4. - P. 247-303.
- Brothers R.N. High-pressure schists in Northern New Caledonia // Contr. Miner. and Petrol. - 1974. - Vol. 46, N 2. - P. 109-127.
- Brunn J.H. La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques // C.R. Com. Soc. Géol. France. - 1959. - P. 234-236.

- Burke K. Aulacogens and continental breakup // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* - 1977. - Vol. 5. - P. 311-396.
- Cann J.R. New model for structure of the ocean crust // *Nature*. - 1970. - Vol. 226. - P. 928-930.
- Cann J.R. A model for oceanic crustal structure developed // *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* - 1974. - Vol. 39. - P. 169-187.
- Cann J.R. Hydrothermal evolution of the ocean crust and metamorphism of ophiolites // *Ophioliti. Ophiolites and actualism.* - 1982. - Vol. 7, N 2/3. - P. 113-114.
- Capedri S., Venturelli G., Toscani L. Petrology of an ophiolitic cumulate sequence from Pindos, Greece // *Geol. J.* - 1982. - Vol. 17, N 3. - P. 223-242.
- Carter N.L. Static deformation of silica and silicates // *J. Geophys. Res.* - 1971. - Vol. 76. - P. 5514-5540.
- Carter N.L., Ave Lallemant H.G. High temperature flow of dunite and peridotite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1970. - Vol. 81. - P. 2184-2202.
- Church W.R., Piccio L. Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification // *Can. J. Earth Sci.* - 1975. - Vol. 14. - P. 1156-1165.
- Clocchiatti R. Glassy inclusions in plagioclase and pyroxene phenocrysts in the chilled margin of a pillow lava from hole 417 D, Deep sea drilling project // *Initial Repts Deep Sea Drill. Proj.* - Washington, 1980. - Vol. 51-53, pt 2. - P. 1063-1067.
- Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // *J. Geophys. Res.* - 1971. - Vol. 76, N 5. - P. 1212-1222.
- Coleman R.G., Blank H.R., Jr., Hadley D.G., Fleck R.I. A Miocene ophiolite on the Red Sea coastal plain // *Trans. Amer. Geophys. Union.* - 1975. - Vol. 56, N 12. - P. 1080.
- Coleman-Sadd S.P. Geology of South-Central Newfoundland and evolution of the eastern margin of Japetus // *Amer. J. Sci.* - 1980. - Vol. 280. - P. 991-1017.
- Cooper J.R. Geology of the southern half of the Bay of Islands complex // *Newfoundland Dept. Nat. Res. Geol. Sec., Bull.* 4. - 1936. - 60 p.
- Dalziel J.W.D., de Wit M.J., Palmer K.F. Fossil marginal basin in southern Andes // *Nature*. - 1974. - Vol. 250. - P. 291-294.
- Davies H.L. Papuan ultramafic Belt of the XXIII Session Int. Geol. Congr. Section 1. - Prague, 1968. - P. 209-220.
- Davies H.L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust // *Australian Bur. Min. Resur. Bull.* - 1971. - Vol. 128. - 48 p.
- De Paulo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations petrogenetic models // *Geophys. Res. Lett.* - 1976. - Vol. 3. - P. 249-253.
- Dewey J.F. Continental margins and ophiolite subduction: Appalachian Caledonian System // *The Geology of Continental Margins.* - N.-Y.: Springer-Verlag, 1974. - P. 933-950.
- Dewey J.F. Ophiolite obduction // *Tectonophysics.* - 1976. - Vol. 31. - P. 93-120.

- Dickey J.S. Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples // Mineral Soc. Amer. Spec. - 1970. - Paper 3. - P. 33-49.
- Ewart A., Bryan W.B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1972. - Vol. 83, N 11. - P. 3281-3298.
- Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1968. - Vol. 32. - P. 1057-1086.
- Gealey W.K. Ophiolite obduction mechanism // Ophiolites. Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. - Panayiotou, Geological Survey Department, Cyprus. - 1980. - P. 314-331.
- Green D.H. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism // Phil. Trans. Roy. Soc. - L., 1971. - A268. - P. 707-725.
- Green H.W., Radcliffe S.V. Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1975. - Vol. 86, N 6.
- Greenbaum D. Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif // Cyprus Nature Phys. Sci. - 1972. - Vol. 238. - P. 18-21.
- Hart S.R. K, Rb, Cr, Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts // Roy. Soc. London Philos. Trans. - 1971. - A268. - P. 573-588.
- Hess H.H. Serpentine, orogeny and epeirogeny // Crust of the Earth - a symposium. Spec. Paper Geol. Soc. Amer. - 1955. - P. 101-110.
- Hess H.H. The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinized peridotite // A study of Serpentinite. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council. Publ. - 1964. - P. 169-175.
- Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1959. - Vol. 70. - P. 115.
- Ingerson E. Layered peridotitic laccoliths in the Trout River Area, Newfoundland // Amer. J. Sci. - 1935. - Vol. 29. - P. 422-440.
- Karig D.E. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // J. Geophys. Res. - 1970. - N 75. - P. 239-254.
- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific // J. Geophys. Res. - 1971. - Vol. 76, N 11. - P. 2542-2561.
- Kündig E. The position in the time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism // Geol. en mijnbouw. - 1956. - Vol. 18. - P. 106-144.
- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. et al. Plate tectonics. - Amsterdam - L. - N.Y., 1973. - 300 p.
- Loomis P.L. Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1972. - Vol. 83. - P. 2449-2474.
- MacKenzie D.B. High Temperature alpine-type peridotite from Venezuela // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1960. - Vol. 71. - P. 316-318.
- Malpas J. Petrology and tectonic significance of Newfoundland

- ophiolites, with examples from the Bay of Islands // North American Ophiolites. - State Oregon Bull., 1977. - N 59. - P. 13-23.
- Mathez E.A., Delaney J.R. The nature and distribution of carbon in submarine basalts and peridotite nodules // Earth Planet. Sci. Lett. - 1981. - Vol. 56. - P. 217-232.
- Maxwell J.C. The Mediter ranca, ophiolites and continental drift // Megatectonics of continents and oceans. - New Brunswieck, New Jersey. Rutgers. Univ., 1970. - P. 167-193.
- Maxwell J.C. Anatomy of an orogen // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1974. - Vol. 85. - P. 1195-1204.
- Melson W.G., Jabsevich F., Bowen V.T., Thompson G. St. Peter and St. Paul Rocks: A high temperature mantle - derived intrusion // Science. - 1967. - Vol. 155. - P. 1532-1535.
- Milsom J. Papuan ultramafic belt: gravity anomalies and the emplacement of ophiolites // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1973. - Vol. 84. - N 7. - P. 2243-2258.
- Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Planet. Sci. Lett. - 1973. - Vol. 19. - P. 218-224.
- Miyashiro A. Origin of the Troodos and other ophiolites // Earth Planet. - Sci. Lett. - 1975. - Vol. 25. - P. 217-222, 227-235.
- Nicoias A., Poirier J.C. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - L. - N.Y., 1976. - 437 p.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. - 1977. - Vol. 34. - P. 13-22.
- Passerini P. Actualism and ophiolites: a prolegomenon // Ophiolites and actualism. - Ofioliti. - 1982. - Vol. 7, N 2/3. - P. 117-128.
- Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // Tectonophysics. - 1975. - Vol. 25. - P. 41-67.
- Raleigh C.B. Mechanisms of Plastic Deformation of Olivine // J. Geophys. Res. - 1968. - Vol. 73, N 14. - P. 5391-5406.
- Raleigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications // J. Geophys. Res. - 1965. - N 70. - P. 3965-3985.
- Rhodes J.M., Blanchard D.P., Rodgers K.V. et al. Petrology and chemistry of basalts from Nazca Plate: Pt 2. Major and trace element chemistry // Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. 34. - Washington, 1976. - P. 239-244.
- Saunders A.D., Tarney J., Marsh N.G., Wood D.A. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach // Ophiolites. Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. - Panaiotou. Geological Survey Department, Cyprus. - 1980. - P. 193-204.
- Saunders A.D., Tarney J., Stern C.R., Dalziel I.W.D. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1979. - Vol. 90. - P. 237-258.

- Singh S.K., Nair R.V.G., Singh N.K. An "Autochthon" model for the ophiolite belt of Manipur-Nagaland // *Ophioliti. Ophiolites and Actualism*. - 1982. - Vol. 7, N 2/3. - P. 499-500.
- Smewing J.D., Simonian K.O., Gass I.G. Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus: genetic implications deduced from petrography and trace element geochemistry // *Contr. Miner. Petr.* - 1975. - Vol. 51. - P. 49-64.
- Smith C.H. Bay of Island igneous complex, western Newfoundland // *Geol. Survey Can. Mem.* - 1958. - Vol. 280. - P. 1-132.
- Smith C.H., MacGregor J.D. Ultrabasic intrusive conditions illustrated by the Mount Albert ultrabasic pluton, Gaspé, Quebec // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1960. - Vol. 71. - P. 1978.
- Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine // *Ber. Naturforsch. Ges.* - Freiburg, 1905. - Vol. 16. - P. 44-65.
- Steinmann G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen // *Congres Geol. Intern. XIV Sess.* 1926. - Madrid, 1927. - P. 637-677.
- Stevens R.K. Cambro-Ordovician flisch sedimentation and tectonics in the west Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean // *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper.* - 1970. - P. 165-177.
- Stocker R.F., Ashby M.F. On the rheology of the Upper mantle // *Rev. Geophys. Space. Phys.* - 1973. - Vol. 11. - P. 391-426.
- Strong D.F., Dickson D.F., O'Driscoll W.L. et al. Geochemical Evidence for an east-dipping Appalachian Subduction Zone in Newfoundland // *Nature.* - 1974. - Vol. 248. - P. 37-39.
- Tarney J., Saunders A.D., Weaver S.D. et al. Minor element geochemistry of basalts from Leg 49, North Atlantic Ocean // *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. 49.* - Washington, 1978. - P. 657-691.
- Tarney J., Wood D.A., Varet J. et al. Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidence from Leg 49 basalts // *Results of Deep Sea Drilling in Atlantic Ocean Crust.* - Washington, 1979. - P. 285-301.
- Varne R., Rubenach M.J. Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic Crust // *Antarctic okeanology 2: The Australian - New-Zealand sector. Antarctic Research Series.* - 1972. - Vol. 19. - P. 251-266.
- White W.M., Schilling J.-G. The nature and origin of geochemical variations in Mid-Atlantic Ridge basalts from the Central North Atlantic // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 1978. - Vol. 42. - P. 1501-1516.
- White W.M., Schilling J.-G., Hart S.R. Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the Central North Atlantic // *Nature.* - 1976. - Vol. 263. - P. 659-663.
- Williams H. Mafic ultramafic complexes in western Newfoundland

land Appalachians and the evidence for their transposition: A review and interim report // Geol. Assoc. Can. Proc. (A Newfoundland decade). - 1971. - Vol. 24. - P. 9-25.

Williams H. Bay of Islands, map-area, Newfoundland // Geol. Surv. Can. - 1973. - Paper 72-34. - 7 p.

Wood D.A., Tarney J., Varet J. et al. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity // Earth Planet. Sci. Lett. - 1979. - Vol. 42. - P. 77-97.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Понятие "офиолиты"	6
Глава 2. Области развития офиолитов	11
Глава 3. Методика	26
Глава 4. Анализ конкретных офиолитов	39
Глава 5. Рифтовая модель офиолитогенеза	91
Заключение	131
Литература	133
Приложение	149

Петр Павлович Кузнецов
Владимир Александрович Симонов

ОФИОЛИТЫ И РИФТЫ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Л.М. Акентьева
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник С.Н. Машков
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры В.К. Жихарева, В.В. Борисова

ИБ № 30232

Сдано в набор 22.07.87. Подписано к печати 23.11.87.
МН-02704. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 9,5 + 0,5 на мел. бум.
Усл. кр.-отт. 10,3 Уч.-изд. л. 12. Тираж 1000 экз.
Заказ № 864. Цена 2р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства "Наука". 630077, Новосибирск, 77,
Станиславского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга - почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга - почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга - почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга - почтой");
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 ("Книга - почтой");
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга - почтой");
320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга - почтой");
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга - почтой");
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 ("Книга - почтой");
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга - почтой");
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148 ("Книга - почтой");
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга - почтой");
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга - почтой");
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга - почтой");
103009 Москва, ул. Горького, 19а;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга - почтой");
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8;
142292 Пушино, Московской обл., МР, "В", 1;
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700070 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
634050 Томск, Академический проспект, 5;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой").

2 р. 20 к.

ПЗ
Ббпн. 655



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ