А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТИАН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

ЕРЕВАН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԱՇԽԱՏԱՆՔԱՅԻՆ ԿԱՐՄԻՐ ԴՐՈՇԻ ՇՔԱՆՇԱՆԱԿԻՐ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԶՈՆԱՆԵՐԻ ԿԱԶՄԱՎՈՐՄԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1987

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТИАН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

4890

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1987

ББК 26.3
А 907

Печатается по решению ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор доктор геол.-мин.наук С.Б.Абовян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
доктор геол.-мин. наук А.Т.Вегуни, кандидат геол.-мин. наук Э.В.Ананян

Рассматриваются состав и строение офиолитовых зон центрального Средиземноморья и Передней Азии. Обсуждены тектонические условия возникновения пород офиолитовой ассоциации и ее шарьирования, а также параавтохтонного их становления в складчатых зонах. Типизированы формы размещения офиолитовой ассоциации в структуре континентов. Обсуждены некоторые геодинамические модели офиолитообразования.

Предназначена для специалистов в области тектоники, региональной геологии, формационного анализа.

А $\frac{1903020000}{703(02)-87}$ 60-87

© Издательство АН Армянской ССР, 1987.

В В Е Д Е Н И Е

Тектоническая обстановка возникновения пород офиолитовой ассоциации области Мезотетис, как свидетельствуют исследования по этой проблеме последних двух десятилетий, может быть весьма разнообразной - от океанической до внутриконтинентальной рифтовой. Еще более разнообразна структура офиолитовых покровов и параавтохтонов, которые размещены в складчатых зонах обширного региона от Альп и Апеннин до Омана.

Тектонические условия формирования офиолитовой ассоциации, так же как условия их становления в пределах континентальной коры, *остаются во многом еще мало понятными и одним из наиболее перспективных направлений исследований является сопоставление офиолитовых серий разных возрастов и тектонических структур.* Эти вопросы обсуждены прежде всего на основе результатов авторских исследований по региону Малого Кавказа, а также многочисленных результатов исследований по данной проблеме, проведенных за последние годы в сопредельных регионах Передней Азии и в Средиземноморье. Авторы приходят к выводу о возможности возникновения офиолитовой ассоциации в условиях ограниченного рифтогенеза континентальной коры на стадии инициального спрединга. Компрессия офиолитовых трогов приводит к параавтохтонному размещению выполнения. Иные тектонические условия реконструируются для центрального Средиземноморья, где широко представлены крупные офиолитовые покровы. Надо отметить, что вопросы региональной геологии, в том числе и тектонических реконструкций обсуждались неоднократно (Асланян, 1958, 1981, 1984; Асланян, Сатиан, 1977, 1982; Сатиан, 1979, 1984). В данной монографии наибольшее внимание уделено строению и условиям возникновения офиолитовых параавтохтонов и покровов и взаимосвязи с предшествующей обстановкой заложения и развития офиолитовых бассейнов. *Главы I и III монографии составил Сатиан М.А., автором IУ главы является Асланян А.Т., глава II составлена совместно.*

Глава 1
ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ

В областях развития офиолитовых покровов - Апеннинах и Альпах, большей части западных Балкан и на юге Передней Азии строение, состав, возраст и уровень метаморфизма пород, так же как и время становления офиолитовых покровов варьируют значительно. Это уже достаточные предпосылки для утверждения о том, что нет единой обстановки их накопления и возникновения покровов.

В Лигурии и Пьемонте развиты крупные офиолитовые покровы, для строения которых характерны более или менее сохранившиеся стратиграфические соотношения между отдельными компонентами офиолитовой серии, тогда как структуры типа меланж не выявляются. В восточных Альпах, на юге Апеннин первичные стратиграфические соотношения офиолитового разреза оказываются существенно нарушенными: покровы обычно состоят из нескольких офиолитовых пластин. Разнообразие типов офиолитовых покровов между тем гораздо более значительно, имеется ряд промежуточных их разновидностей. Рассмотрим наиболее характерные из них.

1.1. Покровы с сохранившимися стратиграфическими соотношениями главных членов офиолитового разреза

Наиболее представительные разновидности этих покровов развиты во внутренней Лигурии северных Апеннин.

К автохтону относится миогеосинклинальный комплекс - карбонатный в нижней части и флишевый - в верхней; возраст пород автохтона позднемеловой на западе до раннего миоцена - на востоке. Породы офиолитовой серии смяты в крупные пологие, лежачие асимметричные складки, осложненные более поздней мелкой складчатостью и местами разрывными нарушениями (район Вара-Бракко и др.). Стратиграфические соотношения между главными компонентами офиолитовой

серии в этих разрезах не нарушены. Их слагают серпентинизированные ультрабазиты (лерцолиты), стратиграфически выше следует толща базальтов, контакт между ними седиментационный и представлен в ряде разрезов офикальцитами, участками базальты включают пачки габбро-брекчий либо содержат их в кровле (рис.1).

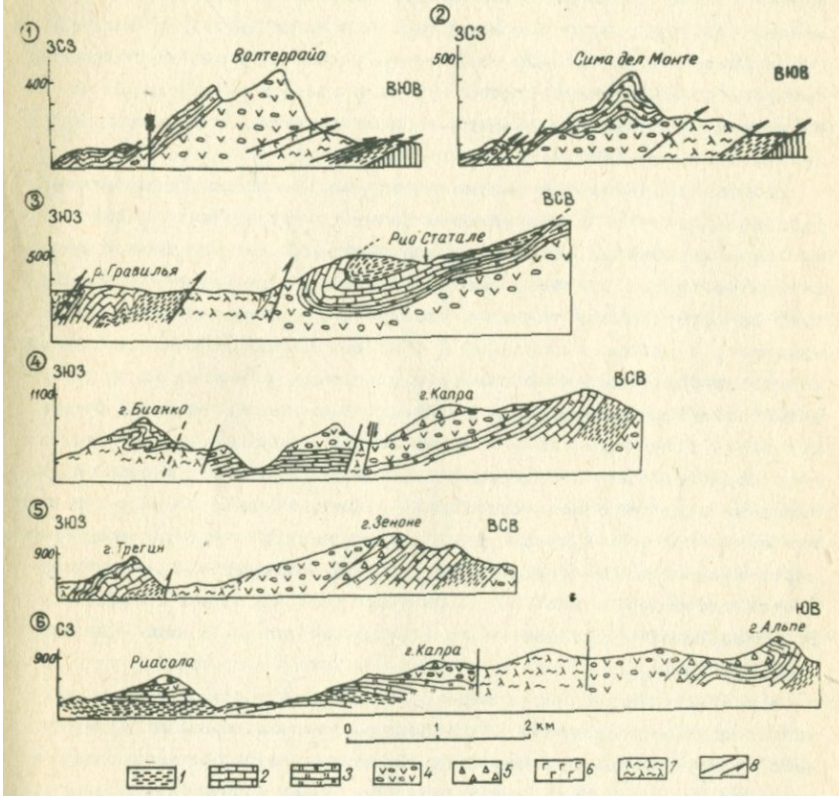

Рис.1. Геологические разрезы офиолитовых покровов ов.Эльба (1,2) и западной Лигурии (Barrett, 1982). Обозначение к легенде: 1.Мергели свиты Паломбини. 2.Известняки кальпионелловые. 3.Радиоляриты, кремнистые глины. 4.Шаровые базальты толеитовые. 5.Брекчии офиолитокластические. 6.Габбро. 7.Лерцолиты серпентинизированные. 8.Разломы (в т.ч.взбросы)

Выше базальтов залегает толща радиоляритов, в верхах которой имеются прослои мелкозернистых кальпионелловых известняков. Местами толща силицитов перекрывает непосредственно серпентинизированные лерцолиты. Мергели и алевропелиты свиты Паломбини (низы верхнего мела) залегают выше кальпионелловых известняков с признаками слабого углового и азимутального несогласия. Во внешней Лигурии офиолитовые крупные олистолиты включены в разрез мел-палеогенового флиша, однако состав олистолитов, как будет показано ниже, далеко не полностью аналогичен составу пород, которые слагают офиолитовые покровы внутренней Лигурии.

Имеются значительные различия состава и строения офиолитовых разрезов Апеннин. Помимо условно типового-лигурийского разреза, где выше лерцолитов, следует толща базальтов, а еще выше - толща силицитов (радиоляритов), имеются разрезы, где вулканиты не образуют самостоятельной толщи, а чередуются с радиоляритами. Так, например, в районе г.Леванто, в 1 км восточнее с.Рониссола, выше серпентизированных гипербазитов с офикальцитами в их кровле развиты базальты, вмещающие до десяти мелких и одну крупную линзу силицитов (радиоляритов), а также глин и песчаников, чередующихся с радиоляритами и слагающих отдельные пачки. Это менее глубоководные разрезы офиолитовой серии. Примечательно также, что разрез менее полный: в кровле отсутствуют известняки берриаса. Кремнисто-вулканогенная толща суммарной мощностью до 200 м перекрывается глинами и известняками свиты Паломбини (альб-сеноман?). Это указывает на имевшее место восходящие движения после завершения вулканизма.

В районе г.Моззени и в ряде других пунктов свита силицитов непосредственно залегает на серпентинитах; базальты отсутствуют, либо резко сокращены в мощности. Возможно, в позднеюрское время это были возвышенности серпентинизированных ультрабазитов, которые не перекрывались излияниями базальтов и после завершения вулканизма серпентиниты были перекрыты непосредственно кремнистыми осадками. В разрезах Эльбы отмечены большие мощности пиллоу-лав, а также отсутствие габбровой брекчии. Примеры налегания силицитов непосредственно на лерцолитах в офиолитовых разрезах Лигурии указывают на то, что наиболее близкими к предполагаемым корневым зонам, являются разрезы Вара-Бракко. С другой стороны, восточнее зоны Вара-Бракко примечательны геохимические отличия вулканитов

(а также лерцолитов), которые в виде олистолитов включены в позднемеловой-палеогеновый флиш внешних Апеннин. Они характеризуют меньшую истощенность исходного мантийского вещества (для лерцолитов и толеитовой магмы).

Наиболее передовые части офиолитового покрова (поставляющие олистолиты), надо полагать, отличались от тыловых разрезов. В кремнистой части разреза внешних Лигурид, помимо того, больше глинистого компонента, а в подстилающих базальтовой и лерцолитовой частях - отсутствуют офикальциты; резко приниженную роль имеют прочие офиолитокласты (габбробреччии). Условия накопления такого рода офиолитовой ассоциации скорее периконтинентальные (Beccaluva e.a. , 1979). Миогеосинклинального типа мелководные известняки поздней юры замещают по латерали кремнистую часть офиолитового разреза внутренних Лигурид. Заметим, что подобные латеральные вариации известны и для региона Пьемонта и его соотношения с зоной Бриансон (Bourbon e.a. , 1979).

В более южных офиолитовых разрезах Апеннин, в Тоскане, в частности в районе г.Сиены, между Мурло и Пари породы офиолитовой ассоциации залегают на автохтонном триасе - субстрате Тосканского комплекса и перекрываются несогласно континентальным и морским неогеном. Различаются серпентиниты (лерцолиты), метагаббро. Следующие выше пилоу-лавы перекрыты кремнистыми известняками и мергелями, а также силицитами верхнеюрского возраста мощностью до 250 м. Разрез далее наращивается довольно обычными для офиолитовой зоны Апеннин мергелями и глинистыми отложениями мелового возраста (формации Мурло и Паломбини). Переход от известняково-кремнистой толщи к формации Мурло постепенный. Как видно, в этих разрезах большее развитие имеют карбонатные породы (в верхней секции разреза). Базальты этих разрезов отличаются заметным содержанием титана и циркония в отличие от толеитов внутренней Лигурии.

1.2. *Покровы с нарушенными и отчасти сохранившимися стратиграфическими соотношениями главных членов офиолитового разреза*

Офиолитовые разрезы Пьемонтской зоны слагаются гипербазитами и габбро, выше по разрезу базальтами и, наконец, кремнисто-карбо-

натными отложениями, соотношение которых с базальтами стратиграфическое. Последующие тектонические деструкции (разрывные) существенно их нарушили и в структуре офиолитовой серии выделяются несколько тектонических пластин. Выясняется преимущественно верхнеюрский возраст базальтов и нижнемеловой - кремнисто-известняковой части разреза, характерен многоэтапный метаморфизм пород с ретроградной направленностью от амфиболитовой и эклогитовой к зеленосланцевой фации, предполагается наличие и более раннего высокотемпературного океанического метаморфизма.

Рассмотрим строение офиолитов группы Вольтри в Италии и севернее - во Французских Альпах - массива Бриг Буше.

В районе Вольтри (покров Понтенотте и др.) метагаббро, лерцолиты находятся в опрокинутом залегании на толще празинитов и маломощных тонкослоистых метасилицитах, включающих в верхах разреза прослои известняков. Пакет покровных пластин надвинут на герцинские гнейсы и амфиболиты, принадлежащие континентальной коре обрамления. Участками офиолитовый покров тектонически перекрыт толщей известковых сланцев нижнего мела (?). В строении разреза Мон Визо выделяется несколько пластин калькашистов, слюдистых сланцев и метасилицитов, метабазальтов, серпентинитов, габбро (рис.2), мощность их резко варьирует. Офиолиты тектонически перекрывают субплатформенный комплекс пермо-триаса и в свою очередь перекрыты известняковыми сланцами верхней юры-нижнего мела. Предполагается океаническая тектоническая обстановка возникновения метабазальтов, петрохимически сходных с базальтами Лигурии. Однако среди метаосадков нередки карбонатные отложения и их разности, обогащенные континентально-коровым кварцево-слюдистым материалом. Отмечены латеральные переходы известняков в кварциты (метарадиоляриты), которые в этих толщах имеют второстепенное место и подчинены метакарбонатным породам. В структуре покрова выделяются крупные опрокинутые лежачие складки; к основанию разреза относится пластина серпентинитов антигоритового состава (аполерцолитов), мощностью до 400 м, включающая дайки родингитов; комплекс параллельных даек отсутствует.

В массиве Бриг Буше (рис.3) пластина метабазальтов тектонически соотносится с комплексом метаседиментов; чередованием известковых сланцев, мраморов, зеленоватых филлитовых кварцитов, хлоритовых сланцев, а также празинитовых тонких слойков вулкано-

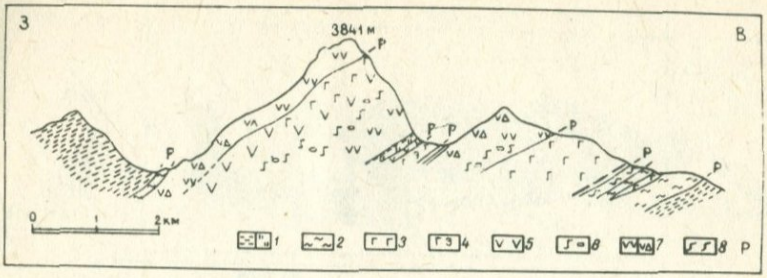

Рис.2. Геологический разрез через центральную часть офиолитового комплекса Монвизо (Monviso, 1979). 1.а - Карбонатные слюдистые сланцы; б - слюдистые сланцы и метасилициты. 2.Антигоритовые сланцы и серпентиниты. 3.Метагаббро. 4.Метаферригаббро и эклогиты. 5.Массивные метабазальты. 6.Шаровые метабазальты. 7.а - Расслоенные метабазиты; б - метабазиты с брекчиевой текстурой. 8.Антигоритовые сланцы с будинами эклогитов. Р - разломы

обломочных пород и апосерпентинитокластов (Lagabrielle, 1982). В составе толщи метаседиментов выявлено наращивание офиолитового и офиолитокластического компонента к югу и востоку. Современная структура сложилась в результате наложения на метаморфическую полосчатость изоклинальной складчатости с острыми шарнирами, которая осложнена более поздними открытыми складками с более округлыми шарнирами. С последними связана крупная сланцеватость.

Вергентность складок сложная: преобладает северная вергентность, но имеется и южная. Отмечаются значительные пережимы и вариации мощностей осадочных пачек, развитие будинажа в малопластичных празинитах и кварцитах. Из сходства парагенезов пород, слагающих покровные пластины метаседиментов, следует допущение (Lagabrielle, 1982) о малой амплитуде перемещения покровов, значительно меньшей, чем, например, покровов Омана. К тектонически нарушенным можно отнести офиолитовый разрез западных Альп зоны Комбин, покровы Энгадин и другие в центральных и восточных Альпах, а также на Корсике.

Несколько пластин офиолитов и ассоциирующих с ними осадочных пород слагают разрез района г.Гондран, Западных Альп, где они залегают с тектоническим контактом на раннеюрских-триасовых субплатформенных отложениях зоны Бриансон (Bourbon e.a., 1975). Об-

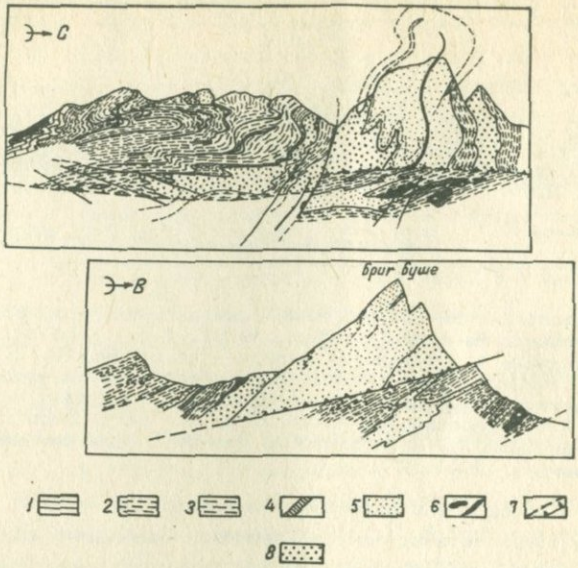

Рис.3. Геологический разрез через покров Бриг Буше (Lagabrielle, 1982). 1.Мраморы. 2.Известковые сланцы. 3.Известковые сланцы с линзами и пачками мраморов. 4.Кварциты. 5.Метабазальты(празиниты). 6.Серпентиниты и тальковые сланцы, редко габбро: блоки, олистолиты в серпентинитах. 7.Поверхность шарьирования (зубчатой линией) и разломы. 8.Формации северного перевала Буше и вершины Керн: переслаивание празинитов, хлоритовых сланцев, филлитов, кварцитов, серпентинитов

ращает внимание сравнительно низкий уровень метаморфизма пород офиолитовой серии, в тектоническом отношении принадлежащей западной краевой зоне Пьемонта (подзона Комбин, рис.4).

Офиолиты и их осадочные компоненты в центральных и восточных Альпах выступают в виде тектонических окон из-под покровов известковых сланцев - нижне-верхневосточные покровы. Разрез офиолитовой ассоциации слагается набором пластин. В разрезе покровов Энгадин развиты чередующиеся массивные пиллоу-лавы, гиалокластиты, туфы и туффиты, глинистые сланцы и реже - радиоляриты (покров Буэркельконф).

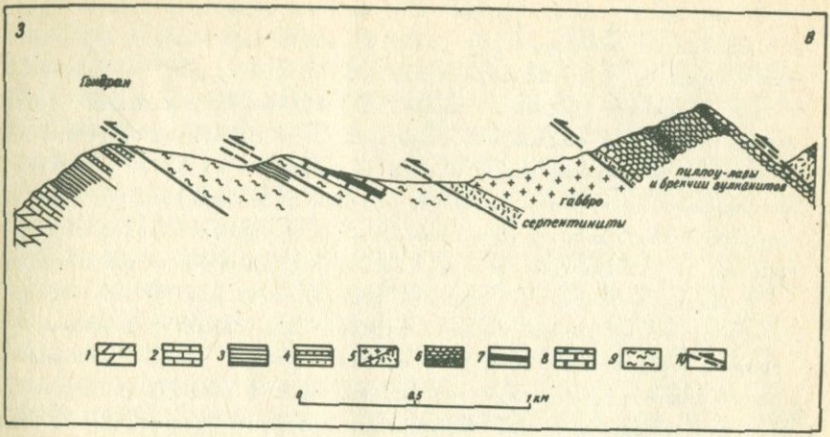

Рис.4. Геологический разрез района г.Гондран, западный край Пьемонтской зоны Альп (Bourbon e.a. , 1975).
1.Доломиты норийского яруса. 2.Известняки ретского яруса. 3.Известковистые сланцы, нижний лейас. 4.Известковые сланцы и брекчии, верхний лейас. 5.а - Серпентиниты, б - габбро. 6.Пиллоу-лавы и брекчии основных вулканитов. 7.Радиоляриты, верхняя юра(?). 8.Известняки, верхняя юра(?). 9.Сланцеватые известняки (формация Реплатте, неоком?) 10.Разломы (взбросы)

В Швейцарии офиолитовый разрез нижнего Энгадина тектонически нарушен: серпентиниты, аполерцолиты, метагаббро разобщены от метабазитов. Вся эта серия включена в зону Рамош между породами пенинской свиты в основании и кристаллическими породами покрова Тасна (Vuichard , 1984). Офиолиты Тауерн тектонически надвинуты на комплекс, сложенный гнейсами и плутоническими породами варисцид, перекрытых молассами и карбонатно-кремнистой толщей верхнего карбона-триаса. В свою очередь офиолиты тектонически перекрыты покровом известковых сланцев верхнеюрского-нижнемелового возраста. Офиолитовый разрез представлен пакетом пластин - габбро-гипербазитовой, метабазальтовой (толеиты океанической обстановки) и метаосадочной, сложенной известняковыми сланцами, включающими пачку кварцитов. Обособляется, кроме того, пластина метабазальтов и туфов щелочной серии. Отнесение их к офиолитовой ассоциации спорно. Метаморфизм пород офиолитовой серии соответствует уровню зеленосланцевой фации с переходом к амфиболитовой. Каждая из пластин сложно складчата с проявлением кливажа.

В покрове Рехнитц крупные тела зеленых сланцев и серпентинитов в опрокинутом залегании совместно с габбро размещены в верхней части разреза. В их основании развиты конгломераты, включающие гальку доломитов среднего триаса. Для вулканических пород - толеитовых базальтов подушечная отдельность не показательна. Метаосадочная часть разреза представлена сланцами, в их числе и голубыми сланцами, филлитами, редкими пачками радиоляритов. Латерально они сменяются известковыми сланцами. По аналогии с разрезами западных Альп возраст отложений считается позднеюрским-раннемеловым.

В офиолитовом разрезе Корсики обособляются две тектонические пластины: на восточном берегу острова - это толща метабазальтов (*празинитов*), *смещающаяся* выше метасилицитами, мраморизованными известняками и кварцитами, состав ее пород и степень метаморфизма схожи с разрезами группы Вольтри. В районе Баланья офиолитовый разрез по строению и составу пород и *степени их метаморфизма схо*ден с разрезами офиолитов Лигурии. Вместе с тем помимо толеитов, здесь имеются субщелочные и редко К-щелочные базальты среди радиоляритов - прослои известняков.

К западу от лигурийских разрезов, на острове Эльба офиолитовая серия имеет чешуйчато-надвиговую структуру: это тектонически сочлененные нескольких пластин, контакты между которыми затрагивают различные по компетентности пачки, толщи, составляющие офиолитовую серию (Barrett , 1982, рис.1). Большие мощности, чем в Лигурии имеют подушечные базальты, офиолитовые брекчии отсутствуют, а толща силицитов повсеместно залегает над базальтами. Мощ*ность таких пластин варьирует от нескольких десятков до нескольких* сотен метров. Иное строение имеют офиолитовые покровы Калабрии и Луканских Апеннин. Автохтоном им служат миогеосинклинальные карбонатные отложения, принадлежащие *западной части Апулий*ского "кратона", возраст которых определяется от среднего триаса до миоцена включительно. В разрезе офиолитовой серии выделяются две пластины - в нижней преобладают метагаббро. Серпентинизированные ультрамафиты (лерцолиты, вебстериты) в виде мелких тел включены в метаседименты. Метаседименты нижней пластины соответствуют исходным пелитам, известнякам и кварцевым аренитам (формация Фридо) - отложениям переконтинентальной обстановки.

Верхняя пластина слагается преимущественно метабазальтами: пиллоу-лавами и пиллоу-брекчиями, по химизму разнящимися от оке-

анических базальтов (Beccaluva e.a. , 1979). Над лавами залегают глинисто-алевритистые сланцы,радиоляриты, сланцеватые глинистые известняки с пачками кварцевых аренитов. На обе офиолитовые пластины надвинут мощный комплекс метаморфических пород, возраст которых определен как дотриасовый до раннего мела включительно. В его составе - метаультрабазиты, интрудированные гранитоидами пермо-карбона (Богатиков и др., 1981).

В Луканских Апеннинах на контакте метаседиметов и базальтов, а также серпентинитов имеются блоки гранофиров, гранатовых гнейсов, амфиболитов континентально-корового происхождения, размещенных в серпентинитовом матриксе. Их секут базальтовые дайки, по петрохимическим особенностям сходные с офиолитовыми базальтами. Отсюда следует вывод о том, что базальтовый вулканизм имел место в обстановке рифтогенеза континентальной коры (Spadea e.a. , 1982). В районе нижней Крати, на берегу Тирренского моря над эффузивными породами: пиллоу-лавами, гиалокластитами залегают в ассоциации с радиоляриевыми кремнями глинистые сланцы, кальпионелловые известняки с заметной терригенной примесью, а выше по разрезу - титон-неокомские известняки. Итак, и в этом районе немало данных, судя по которым реконструируется периконтинентальная обстановка накопления пород офиолитовой ассоциации.

1.3. Чешуйчато-надвиговые структуры, переходящие в многопластинчатые покровы, включающие офиолитовые пластины и олистолито-олистостромовые толщи

Офиолитовые покровные пластины широко развиты вдоль западной границы Субпелагонийской - Центральной офиолитовой зон Динаро-Эллинид в составе сложнопостроенных пакетов покровов, причем местами покровы комплекса обрамления перекрывают офиолиты. На территории Албании, в зоне Мирдита (структурный аналог Субпелагонийской зоны) тектонические покровы подробно изучены у с.Селишта (Белостоцкий, 1977). В низах покрова развиты гипербазиты, габбро, реже - радиоляриты и другие терригенные вулканиты триаса - юры, местами с останцами флишевых толщ мела и палеогена - эти отложения сорваны с основания и превращены в меланж. Другая пластина сложена известняками среднего и верхнего триаса, образующими

большую лежачую антиклинальную складку. Имеется еще одна или две подобных складки в составе покрова Селишты. Если предположить по аналогии с другими разрезами покровное строение самих офиолитов, то, очевидно, офиолиты и ассоциирующие с ними осадки офиолитового разреза входят в состав сложного пакета покровов. Покровы сложного генезиса закартированы вдоль западных границ внутренних Динарид. Так, в строении покрова в басс. р.Деволи определяется большая амплитуда шарьяжей, перекрытие одних фациально-тектонических зон другими, многослойная покровная структура и более древний возраст пород в вышележащих покровах или чешуях по сравнению с нижними (Белостоцкий, 1977, с.142). Офиолитовая пластина (верхняя юра-нижний мел) завершает разрез пакета покровов, промежуточная пластина флишевая (мел-палеоген) часто подстилается известняками турона-сенона, нижняя часть разреза слагается либо параавтохтоном разреза зоны Гаврово, либо флишем эоцена. Предполагается, что офиолитовая пластина принадлежит западному краю зоны Мирдита. Внутренняя структура этой пластины деформирована слабо, место ее отрыва от корневой зоны характеризуется зоной милонитизации и дробления пород большой мощности - до 0,5 км. Нижняя флишевая и известняковая части разреза смяты в серию опрокинутых на юго-запад, в направлении движения покрова складок; им подчинена и структура флиша, который местами испытал раздавливание и меланж. Наиболее сильное развитие меланжа сопутствует эоценовому флишу нижней покровной пластины. В становлении сложных покровов офиолитовая пластина служила жесткой плитой, она вдавливалась в мягкие, менее компетентные флишевые и другие массы и вытесняла их с расталкиванием по направлению перемещения и в стороны. Вытеснение офиолитовыми покровами пограничных флишевых толщ на пути их перемещения, видимо, характерно для большей части южных Динарид, и в этих разрезах под офиолитовой пластиной (или пластинами) могут оказаться породы фундамента пограничной зоны. Разрез офиолитовых зон в основании слагается базальтами, которые выше сменяются андезито-базальтами и далее кварцевыми кератофирами (известково-щелочной серии). Мощность толщи до 2 км. Ультрабазиты, главным образом гарцбургиты и дуниты,встречены в восточной офиолитовой зоне, в западной зоне преобладают лерцолиты. В районе Троноуша обе зоны сливаются. Верхи разреза зоны Мирдит слагают радиоляриты: пелагические глины и трубидиты, кальпионелловые известняки (Cati e.a. , 1982).

Кратко рассмотрим латеральные вариации состава офиолитовой ассоциации. В разрезе офиолитовой серии района Кастория, который коррелируется с разрезом Отрис, выделяются серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, а также вулканогенно-осадочные толщи: метабазиты, основные туфы, включающие олистостромы лейасовых известняков, а также радиоляриты, глинистые кремни и окремненные глины, офиолитокласты, граувакки с обломками гранитов (Mountrakis , 1982).

Вулканогенно-осадочная толща размещена параавтохтонно, ее корневая зона была расположена западнее Пелагонийской зоны, но в раннемеловое время эта толща была надвинута на западный край Пелагонийской зоны. В миоцене движение масс обратное - на запад с надвиганием кристаллических известняков этой зоны на вулканогенно-осадочную толщу. Предтитонская складчатость не фиксируется в разрезе.

В Центральной (в Динаридах) и Субпелагонийской (в Эллинидах) зонах латеральные вариации состава офиолитовой ассоциации существенны. На севере, в районе Баниджа осадочные породы представлены преимущественно граувакками, субграувакками и глинистыми сланцами, а среди вулканитов, чередующихся с ними, помимо спилитов, есть муджиэриты, кератофиры, кварцевые кератофиры, гранофиры (Madjer, 1979). Широко представлены олистолиты и олистостромовые образования. Южнее, в разрезе Златибор на серпентинитах налегают мелководные глины, серпентинитокластические песчаники и конгломераты, выше по разрезу сменяющиеся кремнями, известняками с неритическими пелециподами и гастроподами (Bortolotti e.a. , 1971). Однако на юге Субпелагонийской зоны (зона Отрис) разрез иной: ультрабазиты (главным образом лерцолиты), габбро, а также вышележащие мощные долериты и подушечные лавы, перекрытые толщей радиоляритов и красных известняков. Среди радиоляритов нередки разности с градационной слоистостью (Nisbet e. a., 1974). Олистостромово-олистолитовых образований, подобных разрезу Центральной офиолитовой зоны Дианарид, здесь не отмечается. Современная структура чешуйчато-надвиговая, местами покровная, сложилась многостадийно с вовлечением в покровы не только офиолитовой серии, но и вмещающих и перекрывающих ее пород. Главная фаза формирования покровов приурочена к палеогену. Более ранние фазы деформаций и синхронного регионального метаморфизма отмечены в позднеюрском-раннемеловом разрезе (например, в зоне Отрис). Сколько-нибудь

значительных надвигов и покровных образований этого этапа обнаружено не было (Смит и др., 1977).

Ряд покровных пластин с офиолитами выявляется в разрезе Эгейской дуги. Перидотитовый покров Астероруссия (Карпатос) сменяется офиолитовыми олистолитами (свита Ксиндотио), размещенными в отложениях, разрез которых сходен с разрезом зоны Пинда. Исследования всего разреза показали значительную роль мелководных отложений (известняков и других),хотя они тектонически сочленены с более глубоководными образованиями - аналогами Пиндской и Ионической зон Эллинид.Начало покровообразования здесь относится условно до берриаса, поскольку имеются в основании офиолитовые олистолиты, но их присутствие можно истолковать и обычным гравитационным оползанием офиолитовых поднятий внутри бассейна. Главный этап образования покровов, как и в других частях Средиземноморья - третичный

На Крите в основании покровов залегают метаморфиты мезокайнозоя, сопоставимые с разрезами Ионической зоны (Aubuen e.a. , 1976 Перидотитовый покров имеет лерцолитовый состав, интрудирован дайками габброноритов, тоналитов, плагиогранитов. Радиологические датировки(K/Ar по роговым обманкам) определяют возраст - 156-149 млн лет. Эти покровные пластины коррелируются с офиолитовыми покровами Эллинид (возможно Субпелагонийской зоны). Между тем офиолитовые покровы Карпатоса и Родоса имеют гарцбургитовый состав, они также пересечены дайками габброидов, возраст которых верхнесреднемеловой (97-83 млн лет), и принадлежат они очевидно юго-западному продолжению офиолитов Ликии (Koepke e.a. , 1985).

Промежуток между Критом и Карпатос,видимо,обозначает в строении дна Эгейского бассейна крупный литосферный раздел.

1.4. Многопластинчатые покровы с преобладанием компонентов офиолитовой серии

В южной части Передней Азии - в Ликии, Анталье, юго-восточном Тавре, а также в Загросе и Омане офиолиты слагают в многопластинчатых покровных сооружениях верхнюю их часть. Верхняя пластина обычно гипербазитовая, под нею - пластина, состоящая из пород вулканогенно-кремнистой толщи. Более нижние в разрезе пластины включают породы основания и осадочных синхронных офиолитовому

разрезу толщ, а также вулканогенные и осадочные породы раннего мезозоя (позднего триаса), относимые к ранним рифтогенным структурам.

В Ликии автохтоном многопластинчатых покровов служат известняки мела - эоцена, глины миоцена, а вдоль южной окраины массива Мендерес - метаморфические породы. Состав пластин покровов довольно разный. Нижние из них слагаются массивными рифовыми известняками кампана, микритовыми известняками, базальтами маастрихта - эоцена. Более верхнюю часть разреза слагают известняки, базальты и турбидиты, блоки серпентинитов и радиоляритов, а также потоки основных лав, чередующихся с аргиллитами эоцена. Вторая пластина слагается деформированными карбонатными и кремнистыми породами триаса, юры, нижнего мела, выше которых следует чередование радиоляритов с красными микритовыми известняками и аргиллитами. Постепенно они сменяются офиолитовым меланжем Будур, матрикс которого датируется сеноманом-туроном,суммарной мощностью до нескольких сотен метров. Его мощность резко сокращается к западу и северо-западу, где он перекрыт пластиной перидотитов (гарцбургитов), в основании которой залегают гнейсы и амфиболиты. На них несогласно залегают известняки, аргиллиты, базальты и трубидиты маастрихта-эоцена. Серию покровных пластин венчают блоки и глыбы осадочных пород, сменяющиеся выше известняками и глинами верхнего эоцена и олигоцена (меланж Гирде). Сложное строение покровов Ликии может быть объяснено совмещением в них комплексов, принадлежащих разным структурно-формационным зонам. Полагается, что формирование покровов в большей мере обусловлено гравитационным оползанием (Özkaya, 1982). В западной части, в районе залива Фетхая ниже пластин перидотитов разрез сложен юрскими карбонатными отложениями, а также потоками спилитов с прослоями радиоляритов и микритовых известняков мелового возраста. В покровах Анталья нижняя пластина сложена карбонатными и кремнистыми породами позднего триаса - сеномана, верхняя ее часть - радиоляриты с прослоями аргиллитов и мергелей, известняковой брекчии верхнего сенона, более верхняя пластина - гарцбургиты, габбро, а также потоки пиллоу-лав с пропластками известняков, содержащих позднетриасовые фаунистические остатки. Возраст габбро радиологически датируется поздним мелом (Thuizat e. a. , 1979), таково же, вероятно, время становления в разрезе и ультрабазитов. Наконец, верхняя пластина

сложена преимущественно известняками, датируемыми пермо-триасом, а в верхах разреза - средней-верхней юрой и нижним мелом. Антальский покров у Испарты перекрыт отложениями аквитанского яруса, содержащими в основании конгломераты.

Хадымский покров западного Тавра перекрывает автохтон Тавра и массив Анталья и сложен палеозойскими отложениями, местами включая также мезозойские карбонаты, радиоляриты и офиолиты. Бейшехир-Хойранский покров включает ряд пластин известняков, возраст которых варьирует от палеозоя до сенона включительно, кроме того в состав покрова входит вулканогенно-осадочная толща палеозоя.

В верхах разреза развиты красные радиоляриты мощностью 50 м и вулканические брекчии. Самые верхи аллохтона сложены главным образом гарцбургитами, пересеченными многочисленными дайками долеритов. Тектонически они перекрыты потоками пиллоу-лав, которые чередуются с радиоляритами и содержат редкие фаунистические остатки триаса. Сложное чешуйчато-надвиговое строение имеет район Малатья в восточном Тавре. Офиолиты обрамлены метаморфическими массивами. В этом районе центральную часть слагают породы офиолитовой ассоциации верхнемелового возраста (Элазиг) покровного строения. В этом комплексе размещены интрузивы известково-щелочной серии, датируемые радиологически 85-76 млн лет. Трансгрессивно вулканиты и интрузивы перекрыты вулканокластическим флишем кампана-маастрихта, в районе Шишман-Баскул интрузии пересекают расслацованные офиолиты; и те, и другие перекрываются андезитами и вулканокластическим флишем коньякского-маастрихтского возраста (Michard, Withechurch e. a. , 1984). Породы покрова Элазиг испытали домаастрихтские деформации с южной вергенцией. С севера по надвигу покров Элазиг перекрыт мощными мраморами палеозоя-мезозоя Контакт этот перекрыт неретическими отложениями позднего маастрихта;севернее комплекс хребта Мунзурдаг включает пластины метаморфизованных известняков и офиолитов и мелководные отложения триаса-мела. По надвигу офиолиты Элазиг сочленены с расположенным южнее метаморфическим массивом.

К верхнему мелу относится формирование покровов меланжа Кочали над автохтоном северного края Аравийской платформы. Значительная роль отводится гравитационному оползанию. Турбидитовый матрикс меланжа имеет маастрихтский возраст. В покровно-надвиговой структуре района Хаккари меланж Кочали перекрыт пластиной офиоли-

тов, а офиолиты и меланж несогласно перекрыты известняками эоцена и песчано-глинистыми отложениями миоцена, постепенно сменяющимися офиолитокластической толщей с горизонтами трубидитов (меланж Кунгус). Меланж Кунгус в свою очередь тектонически перекрыт пластиной серпентинизированных перидотитов, выше которой по разрезу следует флишоидный "меланж" Маден: красные аргиллиты, базальты, блоки известняков, серпентинитов и метаморфических пород в песчаном турбидитовом матриксе среднеэоценового возраста. Тектонически "меланж" перекрыт несколькими пластинами метаморфических пород палеозойского и мезозойского возраста, а севернее Хаккари - известняками верхнего эоцена-миоцена. Несколько пластин картируется в пределах Битлисского массива (Hall , 1976). Докембрийские метаморфические породы этого района перекрывают к югу офиолитовый меланж, который включает метаморфизованные породы альпийского этапа. Выявляется сложная чешуйчато-надвиговая структура, где меланж тектонически надвинут на дикий флиш с олистолитами мраморов перми. Эти отложения надвинуты на палеогеновый флиш, в основании которого развита пластина дикого офиолитокластического флиша. Наиболее краевые (южные) покровные пластины сложены меланжем и олистостромой.

Северо-западнее офиолитов Аманус (Çakir e.a. , 1978) в районе Карсанты-Позанты радиоляритово-вулканогенная толща (с пиллоу-лавами) по тектоническому контакту сочленяется с аналогичной по составу толщей, преобразованной в фации зеленых сланцев: в ней кварциты образовались по силицитам (радиоляритам и др.), слюдистые сланцы - по глинистым отложениям, амфиболиты и эпидозиты - по основным эффузивам и туфам (зона альмандина-хлорита-мусковита). Обе толщи слагают несколько чешуй и размещаются по разрезу выше мощных гарцбургитов, дунитов, а также верлитов и диаллаговых габбро. Плутонический комплекс Карсанты-Позанты датируется (K/Ar) в 85 млн лет, и секущие плутоны долеритовые дайки - в 75 млн лет. Время метаморфизма, с которым связано образование амфибиолитов, датируется в 95 млн лет (Thuizat e.a. , 1979).

Офиолиты Кипра рассматриваются как выступ океанической коры, на который был шарьирован покров Мамония (Bortolotti e.a. , 1976). Офиолиты массива Троодос состоят из пакета аллохтонных пластин, с общим падением к югу, при этом сходные по позднемеловому возрасту их становления, аллохтонному характеру залегания на отложе-

ниях платформенного типа, вероятно, относящихся к Афро-Аравийской плите. Тектонический контакт отмечен между гарцбургитовыми тектонитами и расслоенным комплексом: перидотитами, выше сменяющимися габбро (Pantozis , 1980). На с-в структурном продолжении кипрских офиолитов в горах Бассит офиолитовый разрез интенсивно тектонизирован и представляет ряд покровных пластин (Parrot , 1980). Разрез слагают пластины ультрабазитовых тектонитов с амфиболитами в основании, а в верхах - ультрамафитовые кумулаты, затем пластины расслоенных и массивных кумулатов (габбро, плагиограниты, ультрабазиты); обособляется пространственно шитед-комплекс, сменяющийся выше толщей пиллоу-лав: толеитов в низах разреза (типа СОХ) и обогащенных Mg, Cr , Ni - в верхней его части. Возраст их раннесреднемеловой. Верхняя часть разреза представлена вулканогенно-осадочной толщей: кремнистыми аргиллитами, радиоляритами, калькаренитами, чередующимися с щелочными лавами - тефритами, базанитами мелового возраста. Автохтоном им *служат палеозойские граувакки* кварциты, сланцы, несогласно с конгломератами в основании перекрытые кварцитами, известняками и доломитистыми известняками триаса. Разрез автохтона завершается трансгрессивной известняковой толщей альба-сеномана. В районе Хатаи выявлены также карбонатный мальм и терригенно-карбонатный разрез неокома-альба. Надофиолитовый комплекс представлен конгломератами, песчаниками и известняками верхнего маастрихта, глинисто-терригенно-карбонатной толщей палеогена (палеоцена-верхнего эоцена мощностью до 600 м) и мощным карбонатно-терригенным миоценом и плиоценом (Piskin e.a. ,1986 Не более,чем в 100 км севернее Бассит офиолитовый разрез заметно отличается меньшей тектонизированностью (Robertson , 1986), а также более разнообразно представленным мощным разрезом ультрамафитовых тектонитов и кумулятивного комплекса, шитед-комплекса. В основании офиолитового разреза здесь обосновывается наличие пластин тектонического и осадочного меланжа. Эффузивные породы верхов разреза офиолитов преимущественно представлены брекчиями пиллоу-лав (типа хребтовых, но истощенных по содержанию легких РЗЭ), нередки гиалокластиты.

По петро-геохимическим данным (Delaloye e.a. , 1984), помимо базальтов океанической обстановки, имеются разности, сходные с базальтами вулканических дуг и краевых морей. В верхах разреза Баер имеются вулканокласты с характеристиками типично внутриплитовой обстановки.

Массивные лавы, развитые, например, на Кипре и в разрезе Омана, здесь редки. В 12 км ю-в от Кизил-дага имеются выходы высокомагнезиальных лав-бонинитов (Дюбертре назвал их сакалавитами), имеющих мелкоподушечную "яйцевидную" отдельность. Эффузивные породы переслаиваются с содержащими радиолярии металлоносными отложениями, радиоляритами, глинистыми известняками, по микрофаунистическим остаткам датируемыми верхнекампанским временем. Характерна меньшая нарушенность разреза офиолитов Аманус, сравнительно с тектонизированным разрезом Бассит, также как отсутствие в Аманусе щелочных базальтов преобладание афировых толеитов, оливиновых толеитов, местами развитие сакалавитов (Piskin e.a. , 1986, Robertson , 1986).

В строении Восточного Средиземноморья по мнению ряда исследователей (Маловицкий и др., 1974) офиолиты Александретской зоны продолжаются в центральную часть восточного Средиземноморья южнее *Кипра (поднятие Эратосфена). В свою очередь Анталья находится на* структурном продолжении Кипрской зоны (Stride e.a. , 1977), а в промежутке между Кипром и Анталья офиолиты, возможно, распространены под осадочным чехлом на поднятии Флоранса, поскольку сокращается мощность третичной осадочной толщи и определяются здесь сильные магнитные аномалии, протягивающиеся к Кипру (Бижю-Дюваль и др., 1979). Исходя из этих данных можно полагать, что перемещение покровов относительно корневых зон происходило на расстоянии в несколько, либо на первые десятки километров, а в современной структуре запечатлена суммарная составляющая неоднократного их движения, начиная с этапа компрессии офиолитовых прогибов до орогенного этапа включительно.

На северо-востоке Ирака пенджвинский комплекс слагается дунит-гарцбургитами и расслоенными габбро, которые тектонически размещены в метаосадочной толще и в свою очередь ультрабазиты и габбро тектонически надвинуты на "красную толщу" в миоцене-эоцене. "Красная толща" несогласно перекрывает мощные пелагические глины, радиоляриты среднего (?) мела (Al-Hassan e.a. , 1985).

В Загросе наиболее верхнюю часть пакета покровных пластин составляют обычно ультрабазиты и габбро, а также вулканиты. Ниже разрез слагают довольно характерные для всей этой зоны и зоны Омана глыбы - олистолиты триасовых и пермских известняков, переходящие книзу в "цветной меланж", олистостромово-олистолитовую

толщу. В "меланж" входят породы осадочные и магматические офиолитовой серии и породы, не принадлежащие ей. В низах разреза покровов выступают известняковые турбидиты и радиоляритовые отложения - формация Пичакун (рис.5). Весь этот сложный комплекс надвинут на известняки верхнего мела Аравийской платформы. Соотношение ультрабазитов (и габбро) с вулканитами, а последних и с радиоляритами резко варьирует по простиранию Загроса и вокрест него.

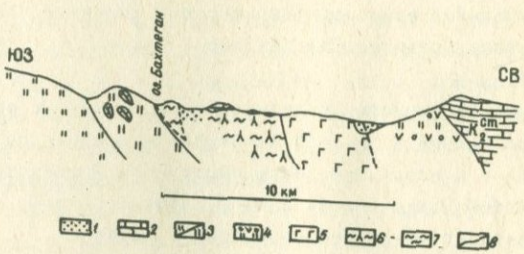

Рис.5. Схематический обобщенный разрез через офиолитовую зону района Нейриз (по Hall , 1979). 1.Аллювий.2.Известняки Сарвак. Сеноман. 3.а - Радиоляриты, серия Пичакун, триас, б - радиоляриты с блоками известняков и редко вулканических пород (тектонический меланж по Рику). 4.Чередование шаровых лав, силицитов и известняков. 5.Расслоенные габбро. 6.Серпентинизированные ультрамафиты с редкими крупными блоками мраморов. 7.Мелонитизированные перидотиты и дуниты (не серпентинизированные). 8.Зоны разломов

Во внутренней зоне вулканиты и радиоляриты выступают примерно в равных мощностях, либо местами вулканиты преобладают (восточнее Нейриза). Наиболее крупные выходы радиоляритов находятся вблизи Керманшаха на северо-западе и Нейриза - на юго-востоке (Pamiç e.a. , 1979). Вблизи карбонатной платформы радиоляриты надвинуты на альб-сеноманские породы и несогласно перекрыты мелководными отложениями маастрихта и палеогена. Перидотиты совместно с габбро и эклогит-амфиболитами выступают в Загросе северо-восточнее крупных полей радиоляритов и вулканитов (Керманшах, Нейриз,Ходжа-

Абад). Наибольшие их массивы связаны с Бафт-Наинской зоной глубинного разлома. Преобладают гарцбургиты и дуниты с подчиненным количеством лерцолитов и пироксенитов. Перидотиты секутся мелкими телами габбро. В районе Нейриз наблюдались интрузивные между ними соотношения (Pamiç e.a. , 1979). Отмечен горячий контакт - перидотитов с экзотическими известняками (Ricou , 1971, Hall , 1981). Габбровые массивы пересекают сопредельные гарцбургитовые тектониты. Крупный из них Танг-э-Хана с выходом 50 км², представляет расслоенное тело типичного кумулятового комплекса. Петрохимически габбро преимущественно относится к толеитовой серии. В зоне развития чешуй Загроса указываются находки (у г.Хой) глаукофановых сланцев. Радиоляриты включают прослои известняков с глоботрунканами. Примечательно сонахождение с верхнемеловыми радиоляритами обломочных силицитов, в некоторых обнаружены микрофаунистические остатки триаса, юры, низов мела. Возможно, они переотложены и более убедительно, что офиолитовая ассоциация относится к позднему мелу (Штеклин, 1979).

Породы, слагающие офиолитовую ассоциацию Загроса, деформированы весьма слабо - в этом важная черта строения всего краевого офиолитового шва, особенно обращающая внимание при сравнении с офиолитами внутренней зоны Передней Азии (Ломизе, 1972; Штеклин, 1979).

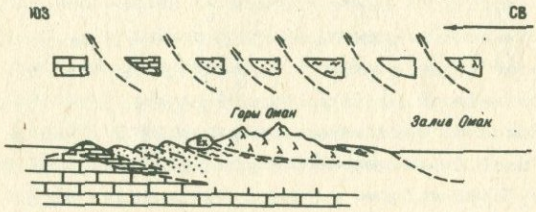

Рис.6. Упрощенный геологический разрез центральной и северной частей Омана с палинспастической реконструкцией (по Graham , 1979). Знаки слева - направо: отложение автохтонного шельфа, отложение края шельфа, две пластины покрова Хавасина, далее - меланж Омана, экзотические блоки, офиолиты (покров Сумайль)

Покровы офиолитов Омана и полуострова Мусандам имеют в целом много общего в строении. В упрощенной схеме (рис.6) верхняя часть разреза слагается пластиной серпентинизированных перидотитов, включающих габбро и пронизанных дайками диабазов, в их основании картируются породы, метаморфизованные в амфиболитовой, а по внешнему краю - в зеленосланцевой фациях. В кровле имеются горизонты подушечных лав, средняя пластина сложена глыбами пермо-триасовых известняков, с которыми ассоциируют вулканиты, а нижняя пластина представлена комплексом Хавасина, содержащим мелководные отложения триаса и юры, а также верхнеюрские-меловые *глубоководные* кремнисто-вулканогенные образования (шаровые лавы, радиоляриты и др.). Основанием *покровов служат платформенные* отложения нижней перми, а перекрывают покровные образования известняки маастрихта.В офиолитовом разрезе Омана эффузивный комплекс следует вверх по разрезу за дайковым комплексом и представлен пиллоу-лавами, реже брекчиями, гиалокластитами, а также дайками и силлами в них. Эти вулканиты вмещают пелагические и металлоносные осадки. Эта часть разреза подразделяется на три свиты. Нижняя "геотайм" состоит из чередующихся афировых базальтовых пиллоу-лав и покровов, нередко с столбчатой отдельностью, измененных в зеленокаменной фации и содержащих прослои и пачки известковых алевролитов, умбр. Несогласно эта свита перекрывается эффузивами, состав которых варьирует от пикритового до *андезитового, местами даже до риолитового*. Нижняя часть этой свиты подвержена зеленокаменному метаморфизму, *а верхняя - относится* к цеолитовой фации. Причем в каждой из этих частей разреза имеются переходы от пикритового состава лав до более кислого, хотя в верхней из них пикритов гораздо меньше. В пределах эруптивных центров имеются проявления сульфидных руд. В зоне Дибба сеноманские радиоляриты переслаиваются с щелочными туфами, которые в свою очередь включают блоки карбонатных пород платформенного типа. В районе Джебел Камар радиоляриты чередуются с вулканитами суммарной мощностью до 100 м, состав которых аннкарамитовый, и они включают обилие ксенолитов щелочных плутонических пород, а также секутся трахитовыми *дайками* (K-Ar возраст биотита из аннкарамитов определен в 96±4 млн лет). Показано (*Kazmin e.a. , 1986), что покровная пластина* Сумайль с востока тектонически перекрыта другой пластиной (покров Батина),которая по составу *близка к покрову* Хавасина - это обстоятельство весьма важно для интерпретации латерального ограничения гиперба*зитовой пластины* (Сумайль).

Г л а в а II

ОФИОЛИТОВЫЕ ПАРААВТОХТОНЫ

Обширные пространства Передней Азии рассечены несколькими офиолитовыми сутурами, которые протягиваются в составе складчатых цепей, реже поперек них, образуя также неполные кольца вокруг срединных массивов (Лутского и др.). За исключением Линии, большей части Тавра и зоны Загроса и Омана, в остальной Передней Азии офиолитовая ассоциация представляет параавтохтоны: корни офиолитов принадлежат тем же структурно-формационным зонам, что и сами офиолиты. Офиолиты интенсивно тектонизированы и представляют нередко меланж. Гораздо менее обычно покровное размещение офиолитовой ассоциации.

2.1. Офиолитовые параавтохтоны, слагаемые крупными блоками, в каждом из них с сохранившимися стратиграфическими соотношениями пачек, слоев с весьма неравномерным по латерали развитием меланжа

В районе г.Анкара Северо-Анатолийской офиолитовой зоны, в состав меланжа входят разные по размерам блоки ненарушенных масс пород с отчетливой внутренней стратификацией. Заключены эти блоки в мелко измельченном и рассланцованном серпентините, содержащем мелкие обломки известняков, кремней и диабазов. Ненарушенная масса состоит из серпентинитов, радиоляритов, диабазов (чередующихся и перекрытых известняками), известняков, песчаного флиша и олистостром. Крупные тела серпентинитов имеют размеры от 50 до 100 м в длину со сложной брекчированной внутренней структурой. Диабазы массивные или шаровой текстуры. Последние чаще встречаются в верхней части потоков. С шаровыми лавами переслаиваются очень тонкослоистые зеленые кремни, красные радиоляриты.

В составе анкарского меланжа обнаруживаются (Çapan , Floyd ,

1985) блоки афировых подушечных базальтов внутриплитового типа, датируемых триасом (анкарская группа), а также среди верхнемеловых миндалекаменных базальтов (группа Киличлар) - щелочные, толеитовые и известково-щелочные разности,петрохимически сходные с базальтами океанических островов (толеиты, щелочные разности) и с интраконтинентальными и островодужными базальтами (известково-щелочной серии). Пиллоу-лавы базальтов при излиянии разобщали подстилавшие их осадки: радиоляриты, турбидитовые известняки и красные аргиллиты. Брекчии представлены диабазами и розовыми микрокристаллическими известняками, кремнистыми известняками и биокалькаренитами со средне-верхнеюрскими фораминиферами, а также зеленовато-красными мергелями. В офиолитовом меланже присутствуют также *кератофиры в виде потоков и секущих тел, туффиты и офинальциты* (Brinkmann ,1976). В метабазальтах плагиоклаз преобразован в лавсонит, а пироксены - в жадеит и глаукофан, радиоляриты метаморфизованы в тонкослоистые пьемонтит-метакварциты, известняки - в мраморы. Радиологически возраст лавсонит-глаукофановых сланцев западнее Анкары определяется в 82-60 млн лет. Во многих местах диабазы перекрываются кремнистыми известняками, калкаренитами, доломитистыми или глинистыми известняками с фаунистическими остатками раннего мела. Это неокомские глинистые известняки, тонкослоистые микритовые известняки титона-неокома и апта-сеномана, а также будинированные и смятые известняки сеномана-турона. Выявлен кампанский возраст матрикса меланжа Кириккале и преобладание гравитационных оползней в его строении (Özkaya , 1982).

К востоку от Анкары меланж содержит крупные пакеты аренитового флиша, с градационной структурой в песчаниках и более тонкого аргиллитового флиша, включающего мелкие линзовидные тела офиолитокластических песчаников и известняков с кремнями. Верхняя часть разреза флиша, принадлежащего меланжу, датируется альбом - нижним сеноманом. Более редкие в меланже пакеты мергельного и калькаренитового флиша относятся к неокому. Наконец, другим компонентом меланжа являются обломочные серпентиниты и олистостромы. Их обнажения имеются вдоль дороги от Чанкыры к Илгазу. В составе меланжа отмечаются также брекчии диабазов и обломочные силициты, брекчии диабазов с раннемеловыми известняками, чередующимися с серпентинитовыми песчаниками, наконец, довольно часто встречаются пачки мягких мергелей с позднемеловыми фораминиферами, за-

легающие в кровле разреза меланжа. Большинство этих образований связываются с подводными оползнями за исключением мергелей. В промежутке от Анкары к Сивасу позднемеловые мергели часто встречаются в кровле, а иногда и внутри разреза офиолитокластических брекчий и брекчий из раннемеловых известняков (Bortolotti e.a. , 1968).

Формирование стратифицированных отложений офиолитовой серии, вероятно, происходило от мальма до апта включительно, а перемещение тектонического меланжа и гравитационных покровов завершилось в позднемеловое время, при этом основное направление перемещения происходило со стороны срединных массивов (корневые зоны) на север к новообразованным в сеноне трогам. В строении зоны выделяется также карбонатный тип меланжа: блоки известняков (верхнепермских), девонских песчаников (граувакк Дикмена), а также шаровых лав - диабазов, с линзами и пачками известняков, включающих аммониты триаса (?). Карбонатный меланж подстилает меланж офиолитовый, в свою очередь, офиолитовый меланж в этих же разрезах перекрыт известняками маастрихта.

Южнее Анкары, в районе оз.Туз имеются небольшие выходы серпентинитов, красных кремней и радиоляритов (Ügurtas , 1975). Экзотические блоки известняков пермо-триаса также нередки. Офиолиты севернее Хаймана перекрывают плитчатые известняки позднеюрского-раннемелового возраста. Верхнесенонские обломочные отложения несогласно налегают на породы офиолитовой ассоциации. Аналогичные контакты известняков и офиолитов известны вдоль дороги Хайман - Анкара, близ Элмадага.

В одном из важных сегментов Северо-Анатолийской зоны - в районе г.Эринджана или эринджанского узла (Bergougnan , 1976) офиолитовый меланж - формация Караяпрак, протягивается вдоль северного края выходов перидотитов более чем на 80 км, при ширине до 10 км. В его составе определяются разные по размерам блоки, сложенные чередующимися радиоляритами и вулканитами, причем нередки шаровые лавы с линзами красных пелагических известняков. Радиоляриты и известняки, чередующиеся с вулканитами, имеют выдержанную слоистость, прослеживающуюся на несколько километров. В линзах известняков среди вулканитов определяются глоботрунканы, а в радиоляритах - комплекс радиолярий низов коньякского яруса. Восточнее, в районе г.Байбурт, известняки с растительными остатками сенома-на перекрывают шаровые лавы до верхнемелового возраста. В прослоях мергелей среди шаровых лав восточнее г.Эрзерум известны на-

ходни аптских фораминифер (Bortolotti e.a. , 1968). В офиолитовом разрезе имеются блоки кристаллических известняков и метаморфических пород. Породы формации Караяпрак залегают, по мнению Бергоньяна, горизонтально на отложениях лейаса и представляют тектонический покров, перемещенный с юга в сенонское время и перекрытый двумя посттектоническими покровами - группы Сипикор (палеоген) и Чимендага (мальм). Однако сочленение формации Караяпрак с вмещающими породами раннего мезозоя может быть также выражено посредством крутопадающих разломов (Altinli , 1963), во всяком случае это один из возможных вариантов.

Бортоллоти и Сагри (Bortolotti e.a. , 1968) показали, что перидотиты представляют автохтонный массив - это очень важный вывод. Латерально от него следуют: зона меланжа, олистостромовая зона позднего мела и еще далее - позднемеловой флиш.

К числу доказательств параавтохтонной структурной позиции офиолитовой серии района относятся пространственная сопряженность офиолитового меланжа с протяженным выходом перидотитов; сочленение офиолитовым швом (перидотиты и меланж) двух различных фациальных зон карбонатного мальма-неокома, причем с севера от офиолитового шва все большее место в разрезе принадлежит глубоководным известнякам, включающим примесь радиолярий и прослои радиоляритов (Чимендагский комплекс), тогда как южнее от шва развиты мелководные известняки, сходные с известняками Тавра. Отмечается также латеральное изменение фаций и мощностей сенонских отложений по направлению от басс. р.Кельнит к офиолитовому шву. Примечательно пространственное совмещение узкой полосы развития офиолитовой серии с зоной наибольшего растяжения в титоне, представленной глубоководными плитчатыми известняками.

На территории Малого Кавказа, в западной части Севанской офиолитовой зоны, породы кремнисто-эффузивной формации выступают в верховье басс. р.Ахурян, слагая прерывистые выходы вдоль юго-западных склонов Меграшатского хребта. Преобладают диабазы, базальтовые порфириты, вулканические брекчии и диабазы, в верхах разреза развиты дацитовые туфы. Пачки радиоляритов, мощностью до 10-20 м, слагают среди них несколько прерывистых выходов. Имеются среди них также линзы и пачки белых мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов. С размывом на породы офиолитовой серии налегают терригенные отложения позднего коньяка и известняки сантона-верхнего сенона.

Мелкие и прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации ущелья Арчидзор, в басс. р.Дзкнагет представлены радиоляритами, марганцевистыми их разностями, кварц-гематитовыми яшмами, пелитовыми кремнистыми туффитами, образующими линзы и реже пачки среди диабазов, шаровых спилитов и гиалокластитов. Возраст силицитов и вулканитов по данным радиоляриевого анализа меловой. Кремнисто-эффузивная толща тектонически сочленяется с рассланцованными известняками титона (?) - неокома Базумского хребта. По внутренней структуре офиолиты представляют тектонический меланж. На восточной окраине Дзорагетского массива ультраосновных и основных пород, в ущелье Арчидзор, развиты мощные сланцеватые кремнистые отложения и их марганцевые разности, чередующиеся с рассланцованными основными и реже более кислыми вулканитами.

Остается недостаточно изученным возраст этих образований, метаморфизованных в фации зеленых сланцев (кварц-альбит-эпидот-хлорит-мусковит). Метаморфические сланцы Дзорагетского массива содержат линзовидные тела и узкие полосы серпентинитов с постепенными переходами между ними и амфиболитами. Выступающие вдоль юго-западного обрамления массива метаморфиты относятся В.М.Морковкиной и др. (1977) к более древним, возможно докембрийским, образованиям.

Радиологический возраст бластомилонитов, хлоритовых, кварц-слюдистых сланцев для северного крыла Базумского горст-антиклинория определяется в 77-85 млн лет (Багдасарян и др., 1962). Мелкие тектонические блоки кремнисто-эффузивной формации в последнее время были выявлены восточнее арчидзорских выходов, у с.Арманис и в ущелье р.Гергер.

Наиболее крупные и протяженные выходы пород офиолитовой ассоциации слагают водораздельную часть Севанского хребта, к востоку от бассейна р.Дара. Ограниченные системой меридиональных и широтных разломов они протягиваются на ю-в на 9 км до верховья реки Шишкая. Джил-Сатанахачский массив ультрабазитов тектонически сочленяется с кремнисто-эффузивной формацией. Эта зона маркируется прерывистой полосой хлоритовых сланцев и рассланцованных серпентинитов примерно вдоль водораздела хребта (рис.7). Кремнисто-эффузивная толща имеет крутые углы падения 60-70°, местами достигающие 90°, азимуты падения варьируют в широких пределах: юз 260°-юв 170°, причем в сильно сжатых складках верхней части разреза

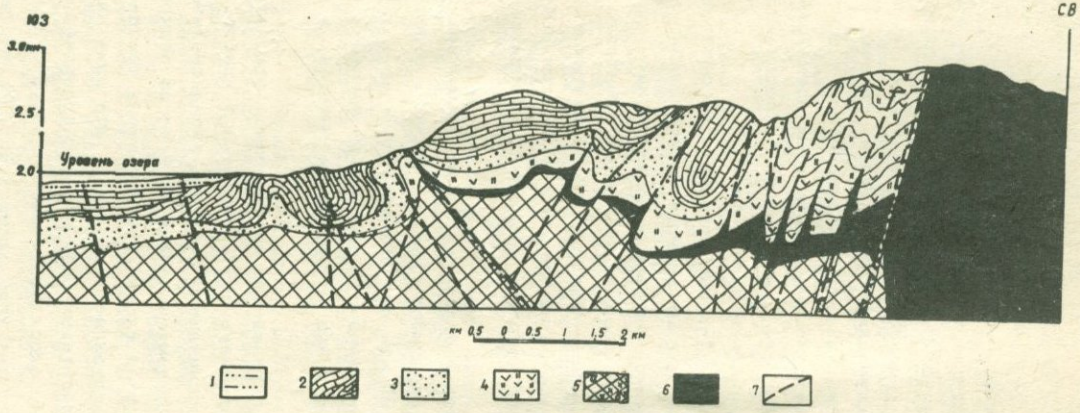

Рис.7. Геологический разрез через Севанскую офиолитовую зону в районе Севанского хребта (ущелье Саринар).
1. Флишоидные отложения. Даний-палеоцен. 2. Известняки микритовые. Верхний сенон. 3. Граувакковая толща (офиолитокластическая). Верхний коньяк-нижний сантон. 4. Кремнисто-эффузивная формация офиолитовой серии. Альб-нижний коньяк. 5. а - Доофиолитовое основание, метаморфический комплекс: герцинский (?) - ранее-среднеюрский (?), б - зоны дробления со сланцами и серпентинитами. 6. Серпентинизированные ультрабазиты. 7. Разломы

падения местами обратные. Видимая мощность формации здесь достигает 900-1100 м. Разломы близширотного и меридионального направления разобщают ее на мелкие блоки.

Рассмотрим Саринарский опорный разрез. По парагенезам пород он обособляется на три секции. В нижней секции от тектонического контакта с серпентинизированными ультрабазитами (Джил-Сатанахачский массив) развиты субщелочные базальты-потоки, чередующиеся с радиоляритами. Совместно с радиоляритами нередко отмечаются пачки микритовых известняков, тонколистоватых кремнистых аргиллитов и алевролитов, в верхах этой секции отмечены грубообломочные, без четкой слоистости серпентинито-габброкластические накопления с карбонатным (с мшанками) цементом - эти отложения скорее представляют олистостромы. По геохимической характеристике базальты этой секции разреза относятся к субщелочным. Мощность этой части разреза достигает 50-80 м. Эти отложения сменяет маркирующая толща шаровых толеитовых лав (рис.7) мощностью до 50 м. Шаровые лавы разобщены гиалокластическими прокладками, реже с включениями красного силицита. По петро-геохимическим особенностям это толеиты, которые существенно отличаются от таковых СОХ (Сатиан, 1985) высокими концентрациями Ba, K, Rb, Ce, в меньшей мере P; в них заметно меньше иттрия, иттербия. Маломощные пачки силицитов появляются выше этой однообразной толщи, которая между тем выклинивается в 100-150 м. Ниже по центральному ущелью р.Саринар силициты и чередующиеся с ними вулканиты (субщелочные базальты с шаровой и массивной отдельностью) относятся еще к нижней секции саринарского разреза. Разлом (15 м), который выражен кварц-хлоритовыми сланцами, брекчированными и рассланцованными серпентинитами, обособляет среднюю часть разреза. Слагается она мощными пачками силицитов ритмического строения. Завершающим элементом ритма обычно являются металлоносные силициты.

Силициты чередуются с потоками базальтов - шаровыми и массивными - субщелочной серии. Верхи этой секции разреза отличаются более мощными пачками металлоносных силицитов и сокращением мощностей вулканитов. В верхней секции саринарского разреза имеются признаки обмеления бассейна: сокращаются мощности радиоляритов - это либо пачки до 2-3 м мощности, либо линзы среди вулканитов. Ритмичность строения силицитов делается менее четкой, и в основании ритмопачки существенное место принадлежит микритовым изве-

стнякам. Состав вулканитов колеблется от субщелочных и редко щелочных базальтов, андезитов, трахиандезитов до трахитов, кератофиров - андезито-дацитов, имеются в разрезе пачки литокластических туфов андезито-дацитов и алевритовых туфов и туффитов липарито-дацитов. Местами выступают кератофиры субвулканического облика, окруженные полями кремнекластитов, содержащих примесь обломков габбро.

Итак, наиболее глубоководные отложения и их ассоциации слагают среднюю секцию разреза, сравнительно менее глубоководные и, вероятно, мелководные отложения - нижнюю и верхнюю секции.

Соотношение по восходящему разрезу пород не является, как видно, случайным и хаотическим и разломы лишь осложняют общий порядок стратификации. Итак, разломами с-з простирания сочленены разные по соотношению вулканитов и радиоляритов, по парагенезам пород блоки кремнисто-эффузивной толщи. Показательна разная степень деформированности пород, слагающих эти блоки: наиболее интенсивно деформированы те из них, которые представлены глубоководным парагенезом пород, причем в их строении видны фрагменты крупных опрокинутых складок. В целом дисгармоничная мелкая и более крупная складчатость определяется разной компетентностью чередующихся кремнистых (и карбонатных) пород и пород эффузивных. Ряд более мелких опрокинутых складок формируется в самой верхней части разреза формации. Отметим также, что местами кремнисто-эффузивная толща надвинута на граувакковую и известняковую формации надофиолитового чехла, кроме того породы кремнисто- эффузивной толщи надвинуты в ю-в направлении на граувакковую формацию басс. р.Гейсу, что объясняется многоэтапностью и разноплановостью ее деформаций. Важно то, что простирание пород, слагающих разобщенные разломами блоки кремнисто-эффузивной толщи, более или менее одинаковое. Несмотря на дисгармоническую складчатость и дробление тела формации разрывами на ряд блоков, весь комплекс, включая размещенные габбро-гипербазитовые тела, обнаруживает определенную закономерность пространственного размещения. Не достает, следовательно, главного признака тектонического "зрелого" меланжа: хаотического размещения составных его компонентов, разворотов блоков. Возможности типизации разрезов крупных блоков по парагенезам пород и ряду других признаков, в частности позволяющих определить кровлю и подошву слоев - все они создают предпосылки

для воссоздания последовательного ряда блоков, характеризующего прерывисто-непрерывную первичную латеральную (и по вертикальному разрезу) фациальную зональность. Ряд исследователей к тектоническим покровам относят офиолитовые поля Сарыбабинского синклинория (Соколов, 1977). Выделяются: нижняя пластина радиоляритово-эффузивного, а верхняя - габброгипербазитового состава, наконец, в основании нижней пластины показана офиолитокластическая олистострома. Схема породообразования следующая: флишоидная седиментация - в альбе, накопления олистостромовой толщи перед фронтом надвигающегося покрова в сеномане-туроне, с последующим перекрытием олистостромы покровными пластинами.

Дополнительные наблюдения в том же районе привели к иным построениям разреза (рис.8). Кремнисто-вулканогенная толща слагает ядро антиклинали, у которой южное крыло более крутое, а местами опрокинутое. Покровов здесь нет, а есть несколько блоков, сочлененных по надвигам. Несогласно с размывом на кремнисто-вулканогенную толщу налегает офиолитокластическая толща, в состав которой входят пачки серпентинитокластов, габброкластов, полимиктовых офиолитокластов (включающих обломки радиоляритов, микритовых известняков). Интервалами эти отложения имеют ритмичное строение и отчетливо выраженную градационную слоистость. Поскольку возраст кремнисто-вулканогенной толщи определяется по находкам глоботрункан, как позднемеловой, а по комплексу радиолярий - в интервале альба-доконьякского времени, то перекрывающая офиолитокластическая толща имеет скорее всего раннесенонский возраст. По своему положению в разрезе и составу она коррелируется с граувакковой формацией Севанского хребта, отличаясь лишь большей насыщенностью офиолитокластическим материалом. Причина этого, видимо, в том, что серпентинитовый протрузивный массив (Ипякский), который в современной структуре надвинут на офиолитокластическую толщу с севера, на этапе накопления офиолитокластов был расположен вблизи и размывался. Опрокинутое залегание юго-восточного крыла антиклинали прослеживается от места пересечения р.Ипяк и ее северного притока далее на восток, к верховью р.Ипяк и подножью горы Сарыбаба. Интересно, что и признаки "обратной градационной слоистости" в этих слоях были подмечены и ранее (Соколов, 1977). Обломки и глыбы позднеюрских кристаллических известняков - включений в кремнисто-вулканогенной толще не являются синхронными образовани-

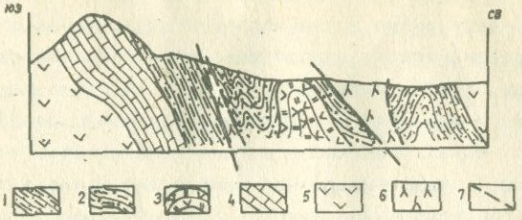

Рис.8. Геологический разрез через ипякскую антиклиналь. 1.Флишоидная толща. Альб-сеноман. 2.Олистостромово-флишоидная толща. Поздний коньяк-нижний сантон (?). 3.Кремнисто-вулканогенная толща офиолитовой серии. Средний мел. 4.Известняковая толща. Поздняя юра. 5.Вулканогенная толща. Поздняя юра. 6.Ультрабазиты серпентинизированные. 7.Разломы

ями. К юго-востоку от акеринских выходов по направлению к Решту и далее вдоль южных предгорий Эльбурса офиолиты не обнажаются. По ряду признаков этот шов - "слепая" офиолитовая зона, перекрытая встречными надвигами блоков континентальной коры. Лишь на востоке этой структуры имеются выходы офиолитов в районе с.Себзевар и др. В их строении меланж сочетается с олистостромой, а в строении цветного меланжа имеются признаки стратифицированности (Förster, 1968), мощность которого между Эзатабадом и Каспом достигает 2 км. В основании преобладают шаровые базальты, красные известняки, зеленые туфо-известняки, туфы базальтов, агломераты; отмечаются розовые микритовые известняки и железистые радиоляриты, переходящие в красные глинистые кремни, в кровле отмечаются туфы дацитов. Базальты метаморфизованы в зеленокаменной фации. Как видим, петрографическое сходство с породами кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны достаточно большое. Вдоль тектонического контакта с кембрийским вулканогенным комплексом (формации Такнар) и местами во внутренней структуре цветного меланжа квартируются узкие, вытянутые на 5-10 км зоны экзотических блоков, возраст которых различен, например, нередки блоки палеозойских известняков.

Для этой зоны меланжа показательны пространственная сопряженность ультрабазитов с базитами без каких-либо признаков контактового метаморфизма между ними, наличие признаков подводных оползней блоков более древних пород и ультрабазитов - офиолитовой олистостромы, синхронный подводно-морской вулканизм. В составе меланжа определяются известняки позднепалеоценового и ранне-среднеэоценового возраста, мелководного облика. Поскольку же известняки местами несогласно перекрывают меланж, можно согласиться с мнением, что включены они были в состав меланжа при более поздних послесреднеэоценовых тектонических движениях (Штеклин, 1979).

2.2. *Офиолитовые параавтохтоны с преобладанием меланжа*

Офиолитовые зоны, причленяющиеся к крупным срединным массивам, Вардарская (по краю Сербско-Македонского массива), Зангезурская (по краю срединных массивов Анкаван-Мегринской зоны) и Лутского кольца, обладают признаками преобладания в строении офиолитовых ассоциаций тектонического меланжа.

Вардарская офиолитовая зона слагается интенсивно тектонизированными породами кремнисто-вулканогенной формации. В кровле, помимо базальтов, развиты кератофиры, в составе осадочных отложений много офиолитокластического материала и меньше континентально-корового. В тектонический меланж включены также породы моложе юрских. Обычны проявления ультрабазитового диапиризма. Преобладают гарцбургиты, отмечается геохимическое различие однотипных ультрабазитов сравнительно с центральной зоной (Maksimoviç ,1974). Вардарская офиолитовая зона продолжается на юг в структуре Эллинид. Здесь массивы ультрабазитов также имеют тектонические контакты с вмещающими породами и ассоциируют в пространстве с мощными кремнистыми породами и основными вулканитами. Меньшее место в разрезе занимает обломочный континентально-коровый материал. В подразделениях Вардарской зоны, в Алмопийской зоне, помимо спилитов, отмечаются кератофиры. Вулканиты чередуются с радиоляритами. Ультрабазиты представлены главным образом гарцбургитами. По краям развиты мелководные известняковые и туфовые формации. К северо-востоку, в зоне Пайкон (также входящей в Вардарскую зону) метаморфизованные спилиты и кератофиры кимериджа (?) - титона

(формация Ливадия) связаны по восходящему разрезу с конгломератами, песчаниками и с менее метаморфизованными спилитами и кератофирами (Смит, Мурс, 1977). Выше залегает трахит-шошонитовая серия нижнего мела (Mercier e.a. ,1975), включающая песчаники и конгломераты. Близ края Сербско-Македонского массива, в Пеонийской зоне преобладают карбонатные мелководные отложения позднеюрского возраста, ассоциирующие с риолитами, а сравнительно маломощные офиолиты, принадлежащие западной ее части, выступают в виде надвиговых пластин по краю Пайконской зоны.

На юге Вардарской зоны, на полуострове Ситонья и Кассандра пиллоу-лавы офиолитовой серии непосредственно перекрываются метаосадками с высоким содержанием сульфидов меди и железа, а выше они марганценосны (Burgath e.a. , 1979). В верхней секции разреза пиллоу-лавы переслаиваются с пелагическими, а также насыщенными обломочным материалом осадками. Петрохимически вулканиты занимают граничное положение между известково-щелочной и теолитовой сериями. Местами развиты дайки основного состава, прорывающие наиболее верхнюю часть разреза габбро, на юго-запад они сменяются комплексом параллельных даек. Отложения титона несогласно перекрывают офиолиты. Метаморфизм вулканитов и осадочных пород относится к низким ступеням зеленосланцевой фации. Признаков метаморфизма высоких давлений не выявлено. В передневазиатском секторе тектонический офиолитовый меланж слагает несколько прерывистых выходов.На с-з Малого Кавказа он относится к Ширакскому сегменту Зангезурской офиолитовой зоны. Это выходы офиолитов Ширакского хребта у с.Кармракар,в басс. р.Черная на южном крыле Базумского горстантиклинория,у с-э окраин басс. оз.Севан (в басс. р.Дзкнагет). Скважиной у с.Карчахбюр на южном берегу оз.Севан вскрыты также офиолиты. В южном зангезурском сегменте офиолитовый меланж выступает в тектоническом окне в басс. р.Агандзунет. На остальном протяжении Зангезурской офиолитовой зоны офиолиты маскируются крутыми перекрытиями в виде встречных надвигов континентально-коровых блоков , принадлежащих Базумско-Нафанской и Аннаван-Мегринской тектоническим зонам. На южном склоне Ширакского хребта в районе с.Кармракар радиоляриты, кремнистые пелитовые туффиты содержат редкие пачки псаммитовых основных туфов и потоки базальтов. Определен альб-сеноман-туронский комплекс радиолярий в силицитах.

Эта толща тектонически контактирует на севере и востоке с туфоосадочными отложениями эоцена, на юге - с вулканогенной толщей раннего сенона, а на западе - с граувакковой толщей позднеконьякского возраста. Толща базальтов, туфов и силицитов смята в мелкие сжатые складки, разбита многочисленными нарушениями, в связи с ними простирание силицитов и вулканитов весьма изменчиво. Выступающие на южном склоне Базумского хребта, по правобережью р.Черная породы кремнисто-эффузивной формации слагают блок, расчлененный и ограниченный системой разломов близширотного и поперечного направления, выполненных серпентинизированными ультрабазитами. С севера они тектонически сочленяются с альбскими известняками и алевро-песчаными отложениями, с юга - с вулканитами палеогена. Офиолитовый разрез слагается чередованием диабазов, гематитовых яшм, бурых и сургучных радиоляритов, вмещающих силы (?) тешенитов. Шаровые лавы в разрезе не встречены.

Породы радиолярит-диабазового блока имеют крутые падения - 60-80° в северных румбах, тогда как далее на север падения пород местами обратные. Итак, офиолитовая ассоциация составляет блоки в разломной зоне с цементом серпентинитов (серпентинитовый меланж). Прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации выявлены вдоль Южно-Базумского надвига (зоны). В зангезурском, юго-восточном секторе зоны ассоциация офиолитов выступает в верховье басс. р. Агандзугет, где в разрезе обнаруживаются спилитовые порфириты, спилиты, а также андезитовые и трахиандезитовые порфириты, включающие редкие линзы спонголито-радиоляритов, а также зеленовато-серых и розовых микрозернистых кремнистых туффитов. Породы эти катаклазированы, развальцованы и представляют нередко тектоническую брекчию. В верхней части разреза отмечаются туфы, розовые известняки с линзами радиоляритов и изредка окисные марганцевые руды. Общие для них элементы залегания: азимут пад. св 40-85°. На правом борту долины р.Агандзугет с этими отложениями по крупному надвигу сочленяются порфириты и вулканические брекчии сраберд-такцарской свиты, относимой к сантону-палеогену (?). Потоки порфиритов левобережья долины Агандзугет, вероятнее всего относятся к палеогену, поскольку они прорваны экструзиями андезито-базальтовых порфиритов среднего эоцена - капутджихской свиты. В поле развития субвулканических тел порфиритов картируются блоки известняков мелового облика, изредка мелкие тела оливинитов. Западнее

развиты третичные гранодиориты и монцониты, вмещающие крупные блоки оливиновых габбро, троктолитов, магнетитовых оливинитов, кроме того, мелкие тела перидотитов и серпентинитов.

Агандзугетские выходы офиолитов выклиниваются к югу вдоль разлома. В басс. р.Гиратах и в долине р.Аракс офиолитовая сутура трассируется полосой офиолитокластических конгломератов раннего сенона. Ею же маркируется продолжение к югу погребенных офиолитов. На правобережной части долины Аракса в Иранском Карадаге на продолжении Зангезурской офиолитовой зоны к югу недавно были выявлены (Berberian , 1983) серпентиниты и другие компоненты офиолитовой ассоциации, вероятно также представляющие тектонический меланж.

Выходы офиолитовой ассоциации района г.Наин (Центральный Иран), протяженностью до 40 км - представляют цветной меланж (Davoud - zadeh ,1972), состоящий из чередующихся глоботрункановых известняков и радиоляритов, блоков ярко-красных радиоляритов, а также диабазов; последние слагают также блоки среди серпентинитов и других ультраосновных пород. Подушечные лавы менее характерны. Блоки метаморфических пород представлены хлоритовыми сланцами, амфиболитами, относящимися, вероятно, к докембрийскому фундаменту.

Радиоляриты чередуются с глоботрункановыми известняками - доказательство позднемелового возраста офиолитовой ассоциации. Накопление блоков радиоляритов и известняков совместно с основными, ультраосновными породами объясняется конседиментационными оползнями в морском грабене. О верхнем возрастном пределе тектонического меланжа можно судить по включениям в нем обломков нуммулитовых известняков раннего эоцена.

Выходы цветного меланжа известны также в 250 км к югу-востоку от Наина, на северо-западе депрессии Гавкуни-Сирджан Бафт, южнее Кермана, а также обнаружены к северу и северо-востоку от Наина, в районе Анарака. (Месторождения Кахар Конбад), где развиты сильно серпентинизированные перидотиты и миндалекаменные базальты - радиоляриты, темно-зеленые кремнистые сланцы, мергели, доломитизированные и силицитизированные известняки. В розовых известняках близ кровли обнаружены глоботрунканы сенона, в других известняках органические остатки также имеют меловой облик. Верхний возрастной предел цветного меланжа, возможно, относится к эоцену.

Цветной меланж на востоке Лутского массива в общих чертах схо-

ден с наинским цветным меланжем, хотя имеются и отличительные признаки. В районе Бирджана и Басирана, например, большое число блоков сложены тонкослоистыми красными и зелеными радиоляритами, чередующимися с микрозернистыми известняками, в которых определяются глоботрунканы. Среди вулканитов, помимо зеленых диабазов - довольно характерных пород офиолитовой серии - встречаются андезиты и их туфы. Ультрабазиты слагают линзовидные тела, отмечаются также габбро, и что особенно примечательно, по латерали цветной меланж сменяется флишем с диабазами. В его составе сравнительно меньше вулканических продуктов, а также пород, принадлежащих базит-ультрабазитовому комплексу. Местами эти отложения латерально сменяются глинисто-песчаным флишем позднемелового возраста. Образование этих отложений, вероятно, обусловлено было развалом и сносом пород офиолитовой серии в краевой флишевый бассейн. Мощность флишевых отложений оценивается до 3 км. Возраст цветного меланжа верхнемеловой: радиоляриты переслаиваются с известняками, содержащими глоботрунканы; участками меланж запечатан известняками позднего маастрихта и палеоценовыми отложениями, тем самым определяется верхний возрастной предел накопления цветного меланжа.

Цветной меланж и флишевые толщи в структурном отношении относятся к зоне флиша, которая отделена от Лутского массива посредством систем нарушений, вдоль которых породы подвергнуты динамометаморфизму, изоклинальной складчатости с формированием серий чешуй. Разломы были заложены к концу сенона, поскольку их перекрывают нуммулитовые известняки палеогена и конгломераты позднего маастрихта.

2.3. Офиолитовые параавтохтоны с весьма подчиненным развитием меланжа

Эти зоны структурно размещены в пределах срединных массивов, либо в их тылу. К ним относятся Валлисская зона в Альпах, Металлиферн и Дунайская - в Карпатах и на Балканах, большая часть Южно-Анатолийской зоны, Вединская зона Малого Кавказа.

К северо-западу от зоны Бриансон известно несколько мелких выходов офиолитов, принадлежащих Валлисской зоне западных Альп.

Разрез Валлисской зоны включает породы основания - мелководные известняки и доломиты, местами с эвапоритами среднего и вер-

хнего триаса (Lemoine , 1972). Офиолитов мало, и они размещены в метаизвестняках - аналогах блестящих сланцев Пьемонта. Лептогеосинклинальных осадков в этой зоне нет. Соотношение содержащих офиолиты осадков с дотриасовым гнейсовым основанием и триасом осложнено тектоническими движениями и метаморфизмом. Очевидно,для Валлисской и Пьемонтской зон блестящие сланцы с их триасовым комплексом в основании играют большую роль в строении осадочного чехла кристаллических ядер фундамента. Метаизвестняки - "бюнднершифер" Валлисской зоны и блестящие сланцы краевой части Пьемонта, содержащие малые количества офиолитов, могут представлять выполнение либо более или менее вытянутых трогов, либо это отложения осадочных призм вдоль края редуцированной континентальной коры (Lemoine , 1972). Вопрос о возрасте блестящих сланцев остается спорным. Бернулли и др.(1977) отмечают ошибочность ранних представлений о широком возрастном диапазоне(юра-нижний эоцен) блестящих сланцев, выступающих в основании офиолитов и залегающих среди них. Большая часть блестящих сланцев относится к нижнему мелу, а большинство эффузивов офиолитовой формации образовалось, по-видимому, где-то между барремом (?) и альбом.

На юге Малой Азии в состав офиолитовой ассоциации района г. Эрагли, севернее гор Болкардаг (Gianelli e.a. , 1972), комплекс Алихока - чередование серпентинитов, габбро и долеритов мощностью до 1,5 км и протяженностью в широтном направлении до 30 км тектонически сочленен с комплексом Чифтехан: спилитами, чередующимися с офиолитокластическими брекчиями и песчаниками флишевого типа, конгломератами, а также радиоляритами и микритовыми розовыми и красными известняками среди обломочных пород. Выше по разрезу отмечаются андезиты верхн.мела-палеогена(Blumental , 1955). Основание офиолитов нигде не обнаружено. По контакту с мраморами Болкардага развиваются лиственниты и офикальциты, с севера вдоль контакта в составе комплекса Чифтехан картируется несколько тектонических пластин. В их состав входят красные полимиктовые (с офиолитокластическим материалом) конгломераты, либо олигомиктовые офиолитокластические конгломераты, в составе которых имеются обломки мраморов и лиственитов. В целом эти пластины образуют несколько пакетов, более или менее упорядоченно чередующихся по восходящему разрезу. Микрофаунистически возраст нижней части комплекса Чифтехан определяется как сенонский. Парагенез радио-

ляритов с грубообломочными отложениями, вмещающими известняки с рудистами, указывает на мелководную среду осадконакопления. По эндоконтакту с базит-гипербазитовым комплексом имеются мелкие зоны зеленокаменно измененных глаукофансодержащих пород. Возраст комплекса Алихока принимается доверхнемеловым, лишь на основании обнаружения офиолитокластического материала в сенонских конгломератах; скорее всего это среднемеловые, досенонские образования.

Рассмотрим кратко строение Вединской зоны Малого Кавказа. Верхняя часть разреза стратифицированной кремнисто-вулканогенной толщи слагается субщелочными и щелочными, редко толеитовыми базальтовыми порфиритами, реже спилитами, а также лавокластами, вулканическими брекчиями, туфами. Базальты включают линзы розовых перекристаллизационных органогенно-детритовых и микрозернистых окремнелых известняков. Суммарная мощность свиты до 150 м. Нижнюю секцию разреза, мощностью до 500-800 м (осадочно-пирокластическая свита), слагают витрокластические туфы буроватые и зеленые, пепловые гиалокласты, туффиты, радиоляриты, микрозернистые известняки с конкреционными линзами кремней, на отдельных интервалах развиты вулканические брекчии, гиалобазальты, диабазы, спилиты, изредка конгломераты и граувакки. Ныне обнаружены также пикродолериты, пикробазальты; высокомагнезиальные шаровые лавы (Асланян и др. 1987). Местами они включают пачку трахитовых туфов. Количество и мощности пачек радиоляритов увеличиваются в зоне максимальных мощностей. Эти отложения (нижней свиты) вмещают главные массы габбро. В басс. р.Кюсуз и в верховье долин р.Веди отложения нижней свиты прорваны андезитобазальтами и андезитами (гиалопилитовыми) и их туфами жерловой фации числом более 20 и диаметром от десятков до нескольких сотен метров. В поле развития нижней свиты картируется несколько мелких протрузий серпентинитов и один более крупный массив серпентинизированных гарцбургитов в верховье басс. р.Кюсуз.

Вдоль контакта с туфовыми трубками эффузивы, кремни цеолитизированы и карбонатизированы, а местами окварцованы. Во внутреннем строении осевой части некоторых туфовых трубок (низовье р.Кюсуз) можно наблюдать веерообразные структуры выдавливания магматического материала. Небезынтересно и то, что по эндоконтакту трубок отмечаются мелкие неправильные по форме обрывки смятых радиоляритов, а также вулканитов, прихваченные из стенок при подъеме

магматического материала. Последующими дислокациями, охватившими меловой комплекс, зона контакта осложнена мелкими нарушениями. Тонкая вулканокластическая структура этих пород скорее образовалась при дроблении остывающих магматических масс по мере их медленного подъема к поверхности. Итак, в осевой части офиолитовой зоны (среднее течение басс. р.Кюсуз, район скважин Чатма-1 и Карабахлар-1), наряду с увеличением количества и мощностей пачек радиоляритов, сокращаются и выпадают из разреза терригенные и особенно грубообломочные накопления. Последние имеют наибольшее развитие по периферии офиолитовой зоны и нередко содержат олистолиты пород обрамления. Мощность свиты резко сокращается к западу от басс. р.Кюсуз в разрезах формации, которые прослеживаются вдоль долины р.Хосров. Верхнемеловые отложения собраны в асимметричные складки северо-западного простирания с изменчивыми углами падения крыльев от 20 до 40 и изредка до 70° в приразломных участках. Они четко картируются по подошве терригенных отложений верхнего коньяка и вышележащих пород "чехла", по элементам залегания линз кремнистых и карбонатных пород. Разрывные нарушения, сопутствуют складчатости, распространены крайне неравномерно: наибольшее сгущение наблюдается в центральной части выходов офиолитов. Хосровская антиклиналь осложнена частыми крутопадающими нарушениями северо-западного и поперечного простираний, сосредоточенными в полосе шириной до 1,5 км от с.Бахчаджух до среднего течения р.Кюсуз. В этой полосе развиты мощные пачки микритовых известняков, радиоляритов и других силицитов, чередующихся с мощными потоками базальтов и, как показали исследования последних лет, изредка, пикробазальтов и пикродолеритов. В зоне крупных разломов туфы и эффузивы местами преобразованы в туффоиды, порфиритоиды. Линзы радиоляритов и известняков в их пределах будинированы, серпентиниты содержат редкие ксенолиты сланцеватых туфов и радиоляритов. Офиолитовый разрез осложнен рядом нарушений (рис.9). Пикродолериты в данном разрезе, например, находятся в опрокинутом залегании. Имеются и другие примеры приразломного опрокидывания стратифицированных толщ. Породы формации местами дислоцированы в связи с мелкими взбросо-надвигами. Помимо басс. р.Хосров, надвиг картируется южнее с.Азизкенд, где известняки турона в опрокинутом залегании надвинуты на песчаники и алевролиты коньяка. Подобные зоны тектонизации могут иметь сходную с

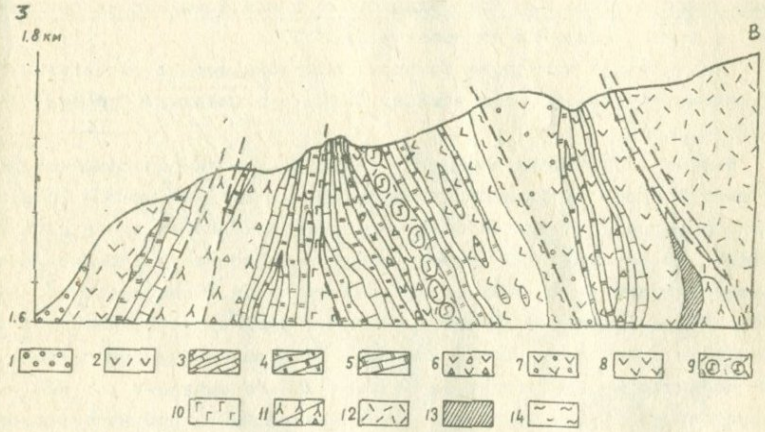

Рис.9. Геологический разрез по левобережью среднего течения р.Кюсуз.
1.Офиолитокластическая граувакковая формация. Поздний коньяк-ранний сенон. 2-9.Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация офиолитовой серии. Альб-ранний коньяк. 2.Базальты, реже андезиты с линзами микритовых известняков (верхняя свита). 3.Известняки микритовые и фораминиферо-микрозернистые. 4.Радиолариты и другие силициты. 5.Доломиты. 6.Вулканические брекчии трахитов и лампроитов (?). 7.Базальты, спилиты миндалекаменные. 8.Спилиты, спилитовые порфириты. 9.Пикродолериты, пикробазальты, шаровые лавы. 10.Габбро. 11.Серпентиниты и серпентинитовые брекчии. 12.Туфы андезитов. Жерловая фация. 13.Метасоматиты. 14.Сланцы

Развитие чешуйчато-надвиговой структуры в Вединской зоне, а также и в Севанской протекало многоэтапно. Наиболее ранние признаки сжатия и деформации отложений выражены по периферии в возникновении конседиментационных поднятий офиолитовой зоны и в разрезах наиболее мощных и представлявших наиболее осевую часть офиолитового трога в разноплановых конседиментационных оползаниях и деформациях слоев. Так, в верховьях узких, глубоких ущелий,

поперечных долине р.Веди, устья которых находятся вблизи развалин с.Азизкенд и в 1,5 км на с-в, выделяются покровы пластин пикробазальтов, тектонически перекрывающих перемятые тонкослоистые микролитовые известняки и радиоляриты с вспахиванием их и вовлечением в основание пластины. Возникновение таких крупных пластин скорее всего вызвано конседиментационным гравитационным их оползанием на фоне начавшейся компрессии трога.

Максимальная суммарная мощность формации весьма значительна: в скважине Чатма-1 она превышает 1260, а в скважине Маркара-5 - 1000 м.

Важным структурным элементом являются участки сокращенных по мощности разрезов формации. Слагаются они верхней свитой (андезито-базальтов), тогда как осадочно-пирокластическая свита либо выпадает из разреза, либо имеет минимальные мощности. Конседиментационные брахиантиклинальные складки этих зон (Барцракарская, Шугаибская и Ераносская) имеют отчетливо выраженное асимметричное строение с неполным, сингенетически сокращенным разрезом крыла, обращенного к палеотрогу; из разреза обычно выпадает тот или иной ярус сенона (турон, напротив, довольно мощный), при несогласном налегании на сеноне, либо на туроне флишоидного дания - палеоцена. Асимметричные конседиментационные поднятия вдоль периферии офиолитовых зон, очевидно, вызваны сочетанием раздвига со сдвигом.

Итак, при пересечении южной окраины Вединской офиолитовой зоны вдоль долины р.Хосров наблюдаются редчайшие примеры реликтов зон фациального перехода от вулканического трога к его периферии и далее через палеоподнятие - к шельфу, с редуцированным проявлением вулканизма и, наконец, переход к главным поднятиям. Магмоподводящими разломами, вероятно, служили ответвления от главной системы разломов. Парагенезы пород вулканогенной толщи, в частности, отсутствие типичных радиоляритов, значительно большая доля кератофиров, смена по простиранию эффузивов вулканическими брекчиями - все эти данные говорят о том, что к реликтам офиолитовых покровов эти образования никак не могут быть отнесены. Они имеют свои особенности состава и строения, сравнительно с офиолитовой серией зоны максимальных и умеренных мощностей формации.

Офиолитовые покровы центрального Средиземноморья и западных Балкан, а также юга Передней Азии (Восточно-Средиземноморская-Оман-

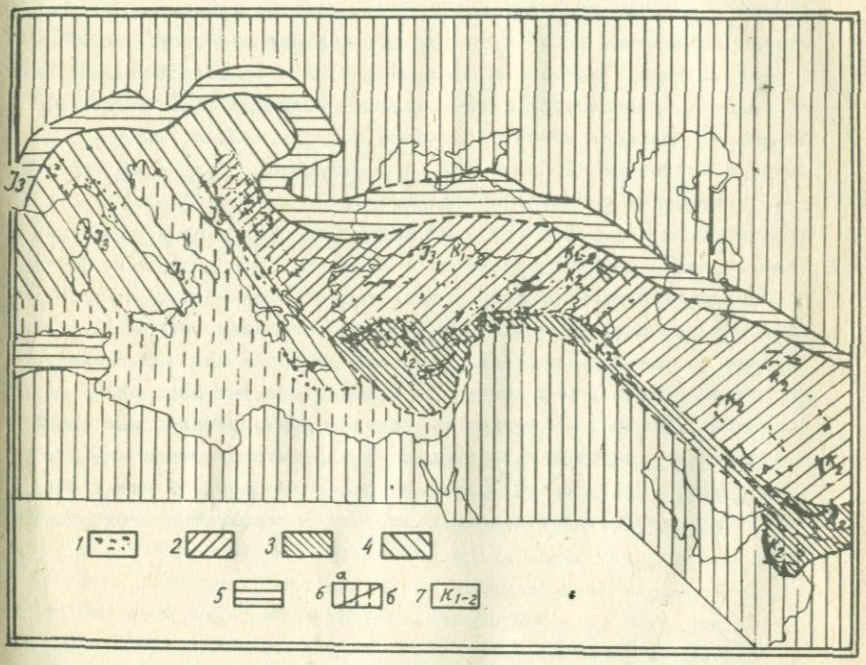

Рис.10. Схема размещения мезозойской офиолитовой ассоциации Средиземноморья и Передней Азии.
1.Выходы пород офиолитовой ассоциации (ультрабазиты и др.) в пределах альпийских складчатых зон и краев платформ. 2.Область преимущественного развития офиолитовых параавтохтонов. 3.Область развития многопластинчатых покровов (Линия - Загрос - Оман). 4.Область развития покровов с сохранившимися стратиграфическими соотношениями в офиолитовом разрезе (лигурийский тип) и с переходом к многопластинчатым покровам (Центрально-офиолитовая - Субпелагонийская зона Динаро-Эллинид, восточные Альпы и др.). 5.Области альпийской складчатости без пород мезозойских офиолитовых серий или при весьма малом их наличии. 6.а - Платформенные области; б - предполагаемые платформенные области. 7.Возраст пород офиолитовой ассоциации

ская зона) существенно различаются по структуре и по составу слагающих эти покровы вулканических и осадочных пород. Не менее своеобразны для этих покровов петрологический состав и морфология ультрабазитовых и базитовых образований.

Выясняется также, что особенности структуры покровов коррелируются с фациальными особенностями накопления слагающих покровы пород. Латерально вдоль и вкрест простирания покровов изменения в составе пород, которые в конечном итоге отражают обстановку их накопления, сопровождаются существенными изменениями структуры покровов. Примером являются покровы Лигурии и Альп, Пьемонта и далее к восточным Альпам и др. Следовательно, обстановка накопления, морфология бассейна предопределяют в известной мере и структурные формы выдвинутых из этих бассейнов офиолитовых покровов. Большая часть выходов офиолитов в Передней Азии, исключая Восточно-Средиземноморскую-Оманскую зону слагают офиолитовые параавтохтоны. Их удаление относительно корневых зон незначительно, а деструкции внутренней структуры офиолитовой серии многопричинны и многоэтапны, связаны с компрессией трогов, но не определены шарьированием. Возрастные интервалы возникновения офиолитовых серий и выдвижения покровов и формирования параавтохтонов весьма отличны в области центрального Средиземноморья и Передней Азии: что может быть рассмотрено в смысле автономного развития этих регионов.

Глава III
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ И СТАНОВЛЕНИЕ ЕЕ В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

3.1. Критерии тектонической обстановки

Литолого-формационные признаки

Нарушенность первичной стратификации между слоями, пачками и толщами, слагающими вулканогенно-осадочную часть офиолитового разреза, обусловлена разными причинами - конседиментационными оползнями, и более поздними тектоническими деструкциями, крайним выражением которых является тектонический меланж.

Анализ парагенезов стратифицированных пород офиолитовой серии в зонах тектонизации остается главным способом воссоздания первичных форм их залегания и латеральных вариаций. Рассмотрим области развития и главные парагенезы пород кремнисто-вулканогенной группы формации. Формации этой группы развиты в офиолитовых зонах Передней Азии и внутренних Динаро-Эллинид. Региональные формации: кремнисто-эффузивная, кремнисто-эффузивно-вулканокластическая и граувакково-кремнисто-вулканогенная обнаруживают широкие вариации состава и строения (Сатиан, 1984). Кремнисто-эффузивная формация наиболее характерна для Севанской и Зангезурской зон Малого Кавказа. Имеет она свои аналоги и в Северо-Анатолийской зоне, а также в офиолитовом разрезе Сабзевара на с-в Ирана. Парагенезы пород этой формации: радиоляриты, субрадиоляриты, микрозернистые кремни яшмовой группы, нередко в ассоциации с микритовыми известняками, слагают пачки и линзы среди спилитов, спилитовых порфиритов - толеитовых, субщелочных и реже щелочных базальтоидов, обычно миндалекаменных и нередко шаровой отдельности (пиллоу-лавы и переходные к массивным разности). К верхам разре-

за базальты сменяются трахиандезитами, андезито-дацитами и дацитами. Мощность таких разрезов достигает 1-1,5 км. Последовательность их нарушена разрывами, с развитием бластомилонитов. Зоны разломов вмещают нередко мелкие протрузии серпентинитов, сопровождаемые габброидами.

Иной тип разрезов развит вдоль краевой части офиолитовой зоны (подножье Севанского хребта, западное крыло Сарыбабинского синклинория и др.). Суммарная мощность разрезов не более 100-200 м. Латерально к краю зоны развиты обломочные накопления (Калафалыхская синклиналь). Базальты этих разрезов субщелочные и щелочные, ассоциирующие с трахиандезитами и с мощными лавами и субвулканическими породами андезито-дацитового и дацитового состава, грубообломочными туфами, вулканическими брекчиями; силициты и известняки слагают среди них прерывистые маломощные линзы. Карбонатных пород, а в их числе и органогенно-обломочных песчанистых разностей заметно больше, чем силицитов. Такие краевые разрезы почти полностью лишены металлоносных силицитов.

Воссоздать латеральный, переходный к обрамлению ряд парагенезов удается лишь местами из-за тектонической нарушенности этой полосы. Кремнисто-вулканогенная формация сменяется одновозрастными обломочными отложениями, либо мелководными эффузивно-вулканокластическими толщами.

Имеются, как видно, достаточные предпосылки для обособления, по крайней мере, двух фациальных зон седиментации: глубоководной и сравнительно менее глубоководной с переходом к мелководно-прибрежным отложениям.

В области Аппенин и Альп офиолитовые серии включают эффузивную базальтовую и кремнистую (и известняковую) формации.

Эффузивная базальтовая формация характеризуется массивными толеитовыми базальтами и долеритами в низах разреза и подушечными разностями - в верхней его половине. Эксплозивные продукты весьма редки. Промежутки между шарами изредка выполнены кремнистым и известковым материалом. Петрогеохимически базальты относятся к "океаническому дну" (базальты Лигурии, зоны Церматт-Саас и некоторые другие). Суммарная мощность формации не превышает 0,5 км. Тектоническая обстановка - это область трансформных разломов и, возможно, СОХ.

Вулканокласто-эффузивная базальтовая формация обособляется в

разрезах Корсики, в некоторых разрезах Калабрии и в центральных (Тауерн) и восточных Альпах. Помимо толеитов типа "океанического дна", обнаруживаются субщелочные и даже щелочные базальты. Формация представляет пример латеральных вариаций глубоководной базальтовой формации к менее глубоководной, периконтинентальной.

Кремнистая формация (радиоляритовая). Характерна для области Лигурии, где сменяет по восходящему офиолитовому разрезу базальтовую формацию и в весьма редких случаях она несогласно перекрывает выходы серпентинизированных лерцолитов. Для ее строения показательно чередование радиоляритов (нередко с градационной слоистостью) и кремнистых глин. Вертикальный ряд формаций глубоководной обстановки: базальтовая (эффузивная) - кремнистая (радиоляритовая) формации. Кремнистая формация через промежуточную пачку переслаивания радиоляритов с известняками сменяется выше формацией известняковой (кальпионелловые известняки), сравнительно менее глубоководной, а еще выше по разрезу следует формация мергелей (Паломбини). Суммарная мощность кремнистой формации достигает 0,4 км. Вариации мощностей значительны. В основании разреза формации нередки слои, обогащенные металлоносными разностями, встречаются также силициты с песчано-гравийной (офиолитокластической) примесью.

Кремнисто-известняковая формация представлена парагенезом пелагических известняков, реже мергелей, а также радиоляритов и микрозернистых кремней. Характерна для офиолитовых разрезов Корсики, Тосканы, встречена в ряде разрезов восточных Альп. Вертикальный ряд формаций: от сравнительно менее глубоководных вулканокласто-эффузивной и реже эффузивной базальтовых формаций (включающих, помимо толеитов океанического дна, базальты периконтинентальной обстановки), к кремнисто-известняковой формации. В некоторых разрезах мергельная формация отсутствует.

Песчано-кремнисто-известняковая формация развита в восточных Альпах. Породами этой же формации, видимо, сложены верхняя часть разреза офиолитовой серии массива Златибор внутренних Динарид, где характерен парагенез: песчаники (арениты, кварцевые граувакки), глины, известняки, радиоляриты, реже конгломераты. Питающими провинциями служили домезозойские комплексы обрамления: метаморфические породы, гранитоиды и др. Обычна в песчаниках и офиолитокластическая примесь (Златибор). Арениты и офиолитокластиты, а также ассоциирующие с ними известняки обладают признаками мелко-

водной, в широком смысле периконтинентальной обстановки накопления. Вертикальный ряд формации сходен с предшествующим, в верхах которого развита кремнисто-известняковая формация. Вулканические формации, ему принадлежащие, не типично океанические, а периконтинентальные; эффузивы сочетаются с большой долей эксплозивных продуктов.

Рассмотрим возможные современные гомологи стратифицированных формаций офиолитовой серии.

Аналогии офиолитовых разрезов с геолого-геофизическим строением океанической коры современных океанов оказались недостаточными. Офиолитовые бассейны мезозоя области Тетис, вероятно, более сопоставимы с краевыми современными морями, а также с рифтами типа Красного моря (Coleman ,1984). В современных СОХ обособляются турбидитные карбонатные и тектоно-вулканокластические (рифтовые) формации (Безрунов и др., 1971; Боголепов, Чиков, 1971). Они не имеют аналогов в мезозойских офиолитовых разрезах Апеннин, Альп, а также области Передней Азии. Области талассократонов современных океанов слагаются в котловинных частях глинистой, кремнисто-глинистой, кремнисто-карбонатной и глинисто-карбонатной формациями. Климатический контроль кремненакоплений этих формаций считается доказанным. В офиолитовых сериях мезозоя кремненакопление взаимосвязано с областями вулканизма. Климатический фактор имеет второстепенное место.

Формации хребтов, валов и сводных поднятий современных океанов: карбонатная, карбонатно-вулканокластическая (базальтовая) и рифовая также не имеют аналогов в офиолитовых сериях. Сочетание толеитов с щелочными базальтами сближает карбонатно-вулканокластическую формацию с кремнисто-вулканогенной формацией офиолитовой серии мезозоя Передней Азии, но на том их сходство исчерпывается: морфология формаций, типы парагенезов вулканитов с осадочными отложениями у них существенно разнятся. Не известны примеры сонахождения вулканитов таких формаций современных океанов с ультрабазитами. От офиолитовых серий отличаются также мощные формации подножий материкового склона и абиссальных кумулятивных равнин - туффито-кремнисто-терригенная, карбонатно-терригенная (часто турбидитная), а также кремнисто-терригенная, терригенная и карбонатная формации шельфа и материкового склона. В разрезах океанической коры пока не выявлено чередование кремнистых, глубоководных

карбонатных пород с базальтами, а также чередование их с андезитами, дацитами (спилит-кератофировая серия),что характерно для разрезов офиолитовой серии Передней Азии. Сходные парагенезы могут быть встречены во втором геофизическом слое современных океанов.

Основные выводы, следующие из краткого обзора, заключаются, во-первых, в выявлении отличия формаций офиолитовых бассейнов мезозоя от формаций современных океанических впадин. Офиолитовые бассейны Передней Азии (малокавказский тип) представляли узкие котловинные троги с осевым глубоководным вулканическим трогом (прерывистая узкая полоса новообразованной коры океанического типа) и терригенным мелководным окаймлением. В области центрального Средиземноморья и отчасти в западных Балканах (Отрис) возникли в средней поздней юре и существовали до раннего мела крупные с пологим шельфом прогибы (апеннинский тип), включавшие в осевой части новообразованную океаническую кору; бассейны эти включали хребты типа СОХ, трансформные разломы.

Вулканические продукты

Петрогеохимические данные о составе эффузивных и дайковых пород офиолитовой серии используются для дискриминации обстановок их возникновения (Миясиро, Пирс и др.). Бинарные и тройные диаграммы между тем являются статистическими. Известны петрохимические обобщения по офиолитовому вулканизму центрального и восточного Средиземноморья (Beccaluva e.a. ,1979), Малого Кавказа (Паланджян и др., 1977; Сатиан, 1979, 1984; Закариадзе и др., 1985, 1986), Ирана (Lensch , 1979), региона Малой Азии (Capan , 1985). Использование их для тектонических реконструкций существенно ограничено признаками конвергенций петрогеохимических параметров, которые обнаруживаются для современных областей вулканизма. Так, выявлено петрогеохимическое сходство толеитов осевого рифта Красного моря и с другой стороны - толеитов СОХ Атлантики (Альмухамедов и др., 1985). Красноморские толеиты формируются в интраконтинентальном узком рифте при только начавшемся спрединге и практически без возникновения СОХ, тогда как в Атлантическом океане толеиты возникают в пределе СОХ. Очень близкое сходство выявлено между базальтоидами интрадугового бассейна Лау и базальтами ВТП (Хокинс,

1978). Близость состава вулканических серий современных окраинных и внутридуговых бассейнов и их сходство с толеитами СОХ подтверждается и на других примерах (Лордкипанидзе, 1985).

В офиолитовых разрезах мезозоя обнаруживаются продукты вулканизма, характеризующие разные геодинамические обстановки: это толеиты типа СОХ, толеиты островодужного типа, высокотитанистые щелочные базальтоиды типа внутриплитовых рифтов, вместе с ними - базальты, андезиты, дациты островодужных обстановок. Кроме того, местами встречены низкощелочные пикробазальты и бониниты (Закариадзе и др., 1986; Сатиан, 1979, 1984; Асланян и др., 1987). Трахиандезиты, дациты - дифференциаты базальтоидной магмы обнаруживают признаки вовлечения в расплав корового материала.

Ранее было высказано предположение о тектоническом скучивании вулканитов разных фациальных зон бассейна. Между тем очевидна статистическая повторяемость таких разрезов в Передней Азии (тогда как в области центрального Средиземноморья базальты имеют существенно толеитовый состав). Ныне большинство исследователей едины во мнении, что в офиолитовых разрезах встречаются продукты вулканизма одной и той же фациальной зоны бассейна. Сложные изменения геодинамической обстановки вулканизма остаются, конечно, далеко неясными.

Обобщения по петрохимии базальтов (Beccaluva e.a. , 1979) показали различные уровни концентраций Zr , Nb , Y , некоторых РЗЭ в офиолитовых разрезах центрального и восточного Средиземноморья (табл.1). Вулканиты малокавказского сектора сравнительно с вулканитами центрального Средиземноморья обладают еще более ярко выраженным своеобразием геохимического состава, в частности по Zr , Y, Nb (Сатиан, 1984). Именно поэтому дискриминационные диаграммы тектонических обстановок типа TiO_2-Zr; Zr/Y-Y; Zr-Nb; пока еще не отражают разнообразия геохимического состава вулканитов и соответственно тектонических обстановок, определяющих их возникновения. Очевидно, что они должны быть дополнены и существенно уточнены (Богданов, Шараськин, 1986).

Обратимся к типизации вулканических серий офиолитовых разрезов и тектонических обстановок их формирования.

Недифференцированные толеит-базальтовые серии. Распространены в мезозойских офиолитовых разрезах Апеннин и западных Альп. В Лигурии они стратиграфически перекрывают выходы лерцолитов, либо

Таблица 1

Химическая характеристика офиолитовых базальтов Средиземноморья и Малого Кавказа

Элементы мг/т	Сев. Апеннины	Сев. Апеннины	Корсика I	Корсика II	Калабрия	Вуринос I	Вуринос II	Троодос I	Троодос II	Малый Кавказ (Севан) (толеиты)	Малый Кавказ (Севан) (К-базальты)
Ni	110* (25-195)	92 (58-134)	85 (53-115)	104 (41-170)	117 (53-247)	33 (22-47)	82 (57-105)	47 (14-73)	170 (102-298)	154 (120-180)	50 (14-96)
Co	43 (33-58)	37 (32-53)	37 (30-44)	44 (31-56)	40 (26-54)	41 (31-52)	41 (35-48)	54 (34-70)	70 (45-114)	54 (46-61)	27 (11-48)
Cr	256 (58-439)	178 (117-239)	193 (101-252)	216 (34-380)	227 (156-320)	61 (28-130)	281 (154-402)	95 (65-200)	380 (60-750)	276 (246-340)	100 (10-340)
Cu	68 (30-123)	57 (44-66)	66 (48-91)	45 (7-84)	59 (32-77)	84 (9-175)	75 (20-134)	72 (10-136)	55 (28-91)	54 (43-62)	33 (12-63)
Zn	98 (74-106)	86 (61-119)	76 (49-140)	66 (27-103)	103 (76-135)	94 (82-106)	86 (63-115)	-	-	148 (130-160)	141 (64-240)
Sr	218 (63-480)	257 (72-914)	236 (102-405)	74 (12-215)	237 (108-556)	84 (45-146)	90 (48-165)	118 (29-653)	90 (43-127)	228 (150-310)	220 (100-440)
Li	16 (5-30)	15 (7-25)	40 (5-146)	15 (4-32)	34 (14-55)	9 (3-15)	4 (2-8)	-	-	38 (31-49)	20 (6.8-36)
Rb	8 (4-14)	6 (<4-12)	19 (6-79)	16 (<6-36)	19 (7-36)	7 (4-13)	5 (3-6)	8 (<1-37)	29 (5-51)	10	37 (10-61)
Nb	5 (2-11)	7.5 (5-12)	6.5 (3-11)	-	5.5 (3-7)	- (<2-6)	- (<2-4)	1 (1-3)	1 (<1-2)	21 (19-23)	42.3 (12-110)
Zr	155 (65-218)	199 (144-243)	192 (102-254)	150 (88-260)	127 (85-146)	41 (27-58)	22 (16-32)	66 (35-118)	20 (13-35)	134 (130-140)	214 (110-350)
Y	47 (22-84)	46 (32-58)	44 (25-61)	52 (36-85)	39 (26-52)	19 (9-29)	8 (2-13)	28 (19-48)	15 (7-47)	21 (13-29)	26 (18-29)
La	4.4 (<2-10.8)	8.8 (6.9-10.8)	8.7 (8.5-10.9)	-	6.5 (5.0-8.9)	-	-	-	-	21 (20-23)	33 (16-62)
Ce	13 (<3-26.0)	21.2 (16.8-25.5)	20.8 (15.7-25.0)	-	15.6 (13.3-18.0)	-	-	7.4 (5.1-8.7)	3.2 (0.7-6.4)	42 (29-100)	63 (29-120)
La+Ce/Y	0,37	0,65	0,67	-	0,57	-	-	-	-	4.9 (3.9-7.3)	4.2 (1.9-8.3)
Zr/Y	3,3	4,3	4,4	2,9	3.3	2.2	2.7	2.4	1.3	10.5 (8.6-2.6)	9.3 (4.8-15.9)
Nb/Y	0,11	0.16	0.15	-	0,14	-	-	0.04	0.07	1.6 (1.5-2.6)	1.8 (0.52-5.0)

* Средние содержания. По данным Beccaluva e.a. , (1980), Малый Кавказ по Сатиану (1984)

разделены горизонтом офикальцитов. В разрезах Эльбы и в Альпах контакты эти чаще тектонические. Массивные базальты основания разреза сменяются в верхней половине шаровыми разностями, что можно рассматривать как пример уменьшения скорости спрединга (Матвеенков и др., 1984). Время накопления всей толщи базальтов, мощностью не более 0,5 км, оценивается (совместно с временем формирования нижележащих габбро) порядка 20-30 млн лет. Время формирования габбро (данные радиологии по цирконам) датируется в 160 млн лет. В базальтах нет или встречаются крайне редко прослои и пачки радиоляритов, микритовых известняков.

Нередкие случаи стратиграфических контактов с лерцолитами удовлетворительно объясняются подъемом мантийного диапира к поверхности морского дна, либо вскрытием близповерхностного диапира трансформными разломами.

В южных Апеннинах, в восточных Альпах, между тем, петрохимический состав базальтов отклоняется от толеитов океанического типа. Здесь больше признаков периконтинентальной обстановки возникновения. По восходящему разрезу базальты перекрываются менее глубоководными осадочными отложениями - примером может служить формация Фридо в Луканских Апеннинах. Отметим, что индекс эксплозивности таких базальтовых серий несколько повышен. Подчеркнем также, что толеит-базальтовые недифференцированные серии в разрезе стратиграфически перекрывают лерцолиты, гораздо реже они встречаются в тектоническом соотношении с гарцбургитами. Шитед-комплекс в региональных недифференцированных толеит-базальтовых сериях, как правило, отсутствует.

Дифференцированные базальт-дацитовые(риолитовые)и базальт-трахитовые серии. Имеют преимущественное развитие в офиолитовых зонах Динаро-Эллинид и Передней Азии. Дифференцированные серии по возрасту подразделяются на позднеюрскую-нижнемеловую (Динаро-Эллиниды) и средне-позднемеловую (Передняя Азия). Заметное развитие толеитов, сходных с толеитами СОХ, характерно для разрезов Кипра, Омана, Северо-Анатолийской и Севанской зон. Разрезы Динаро-Эллинид включают значительные объемы вулканитов известково-щелочной серии. Преобладание высокотитанистых щелочных и субщелочных базальтов интраконтинентальной ситуации и подчиненных им низкотитанистых толеитовых базальтов, сходных с островодужными, обнаруживается в офиолитовых разрезах Вединской и Зангезурской зон, на

с-з Омана. К этим же разрезам нередко тяготеют ультрамафитовые лавы и дайки (пикриты, пикробазальты, пикродолериты).

Шитед-комплекс развит преимущественно в полосе Лиция, Анталья, Кипр, Бассит, Оман. В разрезах Северо-Анатолийской, Севанской, Вединской офиолитовых зон, в Динаро-Эллинидах шитед-комплекс отсутствует, либо выявляются весьма ограниченно (восток Южно-Эльбурсской зоны, Джаз-Муриан в Иране, полуостров Ситонья в Греции). Дифференцированные базальт-дацитовая, базальт-трахитовая серии весьма различаются по индексу эксплозивности. Количественная его оценка затруднительна из-за тектонически нарушенной последовательности разрезов. Базальт-трахитовая серия наиболее насыщена эксплозивными продуктами.

Большинство разрезов базальт-дацитовой и базальт-трахитовой серий сложены чередованием вулканических продуктов с осадочными и лишь в некоторых из них осадочные породы слагают самостоятельную толщу, перекрывающую вулканическую серию. Такое "обособление" по разрезу соотношения вулканитов и осадков, как отмечалось, наиболее показательно для недифференцированной базальтовой серии. Было предложено данный тип разрезов именовать "обособленным" (вулканогенная и осадочная части обособлены по разрезу), а примеры чередования вулканитов и осадков - "смешанным" типом разрезов (Сатиан, 1979, 1984).

Дифференцированные базальт-дацитовые(риолитовые)и базальт-трахитовые серии возникают в условиях меньшей проницаемости коры. Этим обусловлена прерывистость актов вулканизма. Судя по мощности осадков, разобщающих вулканиты, длительность антрактов в вулканическом процессе достигала десятка, сотен, тысяч лет, а реже - первых миллионов лет. В осевых частях офиолитовых депрессий антракты в вулканическом процессе были менее частыми, но более длительными, чем в ее краевых частях. Вулканизм в разрезах, относимых к осевой части офиолитовых трогов, начинается на 5-10 млн лет раньше, чем в краевых разрезах. Верхняя возрастная граница завершения офиолитового вулканизма, видимо, синхронна по всему пересечению трога, хотя этот вопрос заслуживает дальнейшего изучения.

Наконец, следует подчеркнуть пространственную взаимосвязь между офиолитовыми разрезами дифференцированных базальт-дацитовой и базальт-трахитовой серий с протрузиями ультрабазитов гарцбургитового состава, размещенных на разных уровнях формации и неред-

ко достигающих уровня надофиолитового чехла. В недифференцированных *сериях протрузии ультрабазитов* (обычно лерцолитов) остаются на уровне базальтовой формации, не проникая выше в толщу радиоляритов и пелагических известняков. В *области недифференцированных* толеит-базальтовых серий мантийный диапир оказывается на высоком уровне стояния уже на стадии излияния массивных толеитов. Последующее некоторое сжатие бассейна отражено в переходе от массовых лав к пиллоу-лавам. Признаки щелочного базальтоидного магматизма в основании разреза отсутствуют; в верхних частях разрезов они известны лишь в восточных Альпах. В Лигурии, в Пьемонте они отсутствуют. *Смена базальтов свитой силицитов*, характеризует резкое прекращение вулканизма, что было обусловлено скорее свободным аплифтом и истощением магматических очагов, *а не обстановкой сжатия*. Гидротермальная деятельность сохраняется лишь на начальной фазе накопления силицитов; в это время формируются металлоносные силициты. Кальпионелловые известняки характеризуют незначительное обмеление бассейна. Об этом свидетельствуют и латеральные *корреляции радиоляритовой* толщи с толщей кальпионелловых известняков в Апеннинах и Альпах (Bourbon e.a. , 1979).

Возникновение офиолитовых прогибов центрального Средиземноморья, вместивших "обособленный" тип разрезов, произошло в позднеюрское-валанжинское время, когда имел место восточный дрейф Африканской плиты относительно Европейской и формирование крупных эшелонированных зон сдвига. В средне-позднемеловое время Афро-Аравийская плита испытывает, помимо восточного дрейфа, разворот против часовой стрелки. Эти движения вызывали переменное давление континентальных коровых масс на возникшие в Передней Азии офиолитовые троги. Неустойчивая геодинамическая обстановка: чередование преобладающего *растяжения и сжатия*, далее сменилась нарастающей тенденцией сжатия. Эта тенденция реализовалась в сеноне компрессией офиолитовых трогов. *Вулканическая деятельность* в таких специфических геодинамических условиях выразилась в формировании дифференцированной серии. Щелочные андезиты, андезиты, дациты, трахиты - продукты дифференциации базальтовой магмы относятся, главным образом, к верхней части разреза кремнисто-вулканической толщи.

Совмещение в разрезе толеитовых, а также субщелочных и реже щелочных базальтов является *достаточно надежным* признаком неустой-

чивости геодинамической обстановки возникновения первичных расплавов и их излияния на дно бассейна. Такая геодинамическая обстановка может быть характерна для начального этапа раздвижения литосферных плит. Отметим, что сочетание толеитовых и щелочных базальтов показательно для спрединговой зоны Красного моря (Альмухамедов и др., 1985). Аномально высокие содержания Th , Nb (табл.2) в трахиандезитах и трахитах могут рассматриваться как признаки начавшегося к концу офиолитового этапа плавления корового материала.

На стадии преобладающего сжатия охлажденные мантийные массы выжимаются к поверхности коры и местами вовлекаются в размыв. В наиболее проницаемых частях зон коры они достигают поверхности коры (дна бассейна) и вовлекаются в размыв до начала главной фазы сжатия.

Для целей геодинамики особого внимания заслуживают высокомагнезиальные продукты вулканизма офиолитовых зон Кипра, Омана, Вединской. Примечательна их принадлежность к областям, испытавшим на доофиолитовом этапе субплатформенный или платформенный режим тектонического развития.

Для некоторых офиолитовых зон по комплексу признаков (наличие базальтов типа СОХ, шитед-комплекса и др.) появление пикритов как бы завершает стадию интенсивного проявления спрединга новообразованной коры. Между тем пикробазальты оказываются характерными для зон сравнительно более ограниченного, инициального спрединга, проявившегося к тому же не на всем протяжении трога,как например, в Вединской зоне. Не менее характерна ассоциация в таких зонах пикробазальтов с мощными толщами высокотитанистых щелочных базальтов, а также с высококалиевыми туфами. Подъем мантийных расплавов (результат частичного плавления) происходил, надо полагать, через промежуточные очаги к поверхности дна бассейна.

Приведенные данные в своей совокупности указывают на несостоятельность ранее предложенной схемы возникновения офиолитового вулканизма в спрединговых зонах СОХ. Более удовлетворительно имеющиеся данные укладываются в модель вулканизма зон ограниченного и рассредоточенного рифтогенеза континентальных коровых масс.

О батиметрии накопления

Анализ парагенеза пород, слагающих стратифицированные толщи офио-

Таблица 2

Петрогеохимическая характеристика вулканических пород кремнисто-эффузивной формации Севанской офиолитовой зоны

№ п/п	TiO_2	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	Co	Ni	Pb	Cu	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Th	Ta	Sc	Ce	Hf	Zr	Nb	Y	Yb	La	Sm	Eu	Tb	Lu
1	3,03	3,10	1,00	0,34	45	35	28	40	51	190	100	33	8	<1	1,8	1,8	29	36	5,3	220	25	25	3,0	17	5,4	1,6	0,80	0,47
2	1,56	4,50	1,90	0,62	<10	11	<5	70	12	260	120	6,8	40	<1	9,4	4,1	11	100	6,3	270	86	29	3,9	54	9,0	2,7	1,20	0,59
3	1,84	4,20	0,37	0,11	340	52	120	20	43	100	240	36	<5	<1	1,7	1,5	29	43	3,4	140	20	13	2,4	22	5,1	1,5	0,75	0,33
4	1,20	4,27	0,80	0,27	250	46	140	<10	51	100	310	34	<5	<1	1,0	1,4	25	45	3,4	130	19	15	2,0	23	5,2	1,5	0,77	0,27
5	1,74	4,50	0,25	0,23	260	58	180	20	55	89	230	31	<5	<1	2,1	1,4	25	41	3,3	130	23	15	2,0	20	5,0	1,4	0,73	0,25
6	1,56	4,50	0,31	0,27	250	57	170	20	6	130	210	38	<5	<1	1,5	1,1	24	39	3,0	130	22	15	1,7	20	4,7	1,3	0,64	0,23
7	1,69	4,10	0,15	0,27	280	61	160	<10	62	93	150	49	<5	<1	1,7	1,4	28	44	3,3	140	23	9	2,1	22	5,1	1,7	0,88	0,32
8	2,30	3,90	2,20	0,39	120	48	64	30	27	130	140	22	34	2,3	2,3	1,5	39	54	3,8	190	25	33	4,9	25	7,9	2,2	1,5	0,68
9	0,90	3,90	1,00	0,04	20	32	<5	100	110	130	80	22	21	<1	2,9	0,17	34	24	3,2	110	<10	27	3,9	12	4,3	1,2	0,83	0,62
10	2,30	3,50	1,60	0,34	32	14	43	30	25	220	310	17	31	2,2	2,2	1,3	16	44	3,8	160	13	19	2,4	21	6,6	2,0	1,1	0,31
11	2,34	3,30	2,00	0,32	91	40	54	60	29	190	440	11	42	3,0	2,2	1,3	33	41	4,0	170	20	22	3,5	20	5,3	1,6	0,92	0,59
12	1,40	3,90	1,95	0,40	<10	17	14	110	12	450	160	25	45	2,0	12	6,0	5,2	120	8,6	350	110	22	3,7	62	9,0	2,8	1,1	0,59
13	1,95	3,90	2,60	0,06	130	25	72	60	63	270	280	17	61	4,4	3,5	2,3	22	78	5,2	220	40	18	2,7	41	6,9	2,0	0,89	0,41
14	1,80	3,50	2,10	0,08	130	31	74	60	50	280	220	14	55	3,2	3,5	2,7	25	66	6,0	240	50	22	2,7	37	6,4	1,8	0,84	0,35
15	1,86	4,20	0,70	0,34	340	26	96	160	31	81	210	36	15	2,0	1,3	0,77	34	29	2,7	110	12	23	2,6	16	5,4	1,7	0,89	0,41
16	0,43	6,30	2,00	0,30	<10	2,7	11	110	21	180	180	3,3	48	1,2	16	7,4	1,8	240	18,0	570	110	34	3,2	120	17,0	1,2	1,9	0,38

1. Спилит (субщелочной базальт), шаровая лава; 2. Альбитизированный андезито-базальтовый порфирит; 3. Спилит (толеит), шаровая лава (ядровая часть); 4. Спилит (толеит), шаровая лава (внешняя часть); 5. Спилит (толеит), шаровая лава (внутренняя часть); 6. Спилит (толеит), шаровая лава; 7. Спилит (толеит), шаровая лава; 8. Щелочной базальт; 9. Альбитизированный андезит; 10. Щелочной базальт, миндалекаменный с шаровой отдельностью; 11. Щелочной базальтовый порфирит; 12. Трахиандезито-базальтовый порфирит; 13. Щелочной базальт, миндалекаменный с шаровой отдельностью. 14. Щелочной базальт, миндалекаменный с шаровой отдельностью. 15. Альбитизированный базальтовый порфирит; 16. Трахит

Примечание. Представлен хим. состав образцов пород, отобранных в последовательности от основания к кровле формации (№ 1-16), ущелье Саринар, Севанский хр. TiO_2 – P_2O_5 - в %; Cr – Lu - в г/т

литовой серии показал, что батиметрия прогибов апеннинского типа не сходна с океаническими глубинами. Глубины эти оцениваются несколько больше чем 1,5 км (Barrett , 1982). Мелководными, надо полагать, были условия накопления офиолитокластов-офикальцитов. В офиолитовых разрезах Апеннин известняки с кальпионеллами, как полагают, накапливались на глубинах до 2,5 км, ввиду углубления критического уровня карбонатонакопления с 1,5 км до, примерно, 2,5км, что было сопряжено с глобальным понижением КГ к позднеюрскому времени. Однако кальпионелловые известняки имеют свои аналоги в разрезах прилегающих краев обрамления (Бриансон и др.), кроме того, выше по разрезу их сменяют менее глубоководные мергели свиты Паломбини. Наконец, именно к средне-позднемеловому времени относится начало формирования офиолитовых покровов. Парагенез радиоляритов с карбонатными отложениями типичен для офиолитовых разрезов Передней Азии. Количественная оценка батиметрии этих прогибов остается пока приблизительной - это глубины несколько меньшие, чем в центральном Средиземноморье, порядка 1,0-1,5, реже 2 км. Наиболее глубоководные части этих прогибов вмещают металлоносные осадки (саринарская "фация" Севанской зоны). Менее глубоководные прогибы лишены металлоносных осадков или включают их в малом количестве. Мелководные прогибы, как например Вединский, характеризуются преобладанием щелочных базальтов, высоким индексом эксплозивности вулканизма. Все эти данные в совокупности свидетельствуют о существенных вариациях батиметрии.

Батиметрия офиолитовых прогибов области Мезотетис находилась в тесной зависимости от колебаний уровня мирового океана. Эвстатический наиболее низкий уровень океана, ниже современного, имел место при триасовом рифтогенезе. Характерно, что базальты, а иногда сонаходящиеся с ними ультрамафиты, сопряжены в западных разрезах (в Марокканском Рифе, местами в Эллинидах и в ряде других) с эвапоритами триаса. Низкий эвстатический уровень приурочен ко времени возникновения прогибов апеннинского типа (средняя-поздняя юра). Наибольший уровень океана, на 400 м выше современного, сопутствовал формированию офиолитовых прогибов конца сенона. Это было время завершения развития офиолитовых серий кипрского типа. Несколько того ниже был эвстатический уровень океана ко времени возникновения прогибов малокавказского типа (средний мел). Офиолитовые прогибы Афгано-Бирманского сектора (поздний сенон - ранний палеоген) возникли при спаде уровня океана.

Гидротермально-осадочные продукты

Изучение металлоносных отложений зон рифтогенеза современных океанов и межконтинентальных бассейнов позволяет с позиций актуализма рассмотреть условия формирования металлических осадков зон спрединга мезозойских офиолитовых бассейнов области Тетис.

В Передней Азии и области Средиземноморья обособляются две группы разрезов: в первой из них преобладают высокомарганцевисто-железистые гидротермально-осадочные продукты - умбры и охры; во второй - сравнительно слабомарганцевистые и железистые разности - металлоносные силициты.

Умбры и охры

Умбры офиолитовых разрезов массива Троодос залегают под толщей верхних пиллоу-лав. Во впадинах вулканического палеорельефа они перекрыты радиоляритами и выше сменяются известняками (верхний сенон). Структура умбр чаще глобулярная. Их минеральный состав: окислы марганца, примесь кварца, кальциевого апатита. Содержание Si = 4,9-22,9%; Al = 0,95-6,6%; Fe = 5,3-44,0%; Mn = 1,6-12,5%. Обычно менее процентна - Mg, Ca, Na, K, Ti, P. В Баер Бассите, на севере Сирии умбры залегают на поверхности пиллоу-лав, связанных с дайковым комплексом. В составе умбр преобладают гематит, диоктаэдрический глиноземистый монтмориллонит, постоянным компонентом являются гидроокиси марганца. В химическом составе умбр определяются Si = 13,3-15,5%; Al = 4,9-5,5%; Fe = 16,9-17,9%; Mn = 1,0-3,4%; Mg = 1,8-2,3%; содержания Ca, Na, K, Ti варьируют от долей процента до целого (Parrot e.a., 1974). Более разнообразную позицию занимают умбры в разрезе покрова Сумаиль Омана: в пределах и нижних и верхних лав и над ними. Обычен парагенез умбр с охрами, в верхних лавах - с кальцилютитами (Fleet e.a., 1976). Офиолитовые разрезы Кипра, Бассита и Омана объединяет ряд особенностей состава и строения. К числу их относятся наличие шитед-комплекса, разделение вулканогенной части разреза на нижние и верхние пиллоу-лавы, вариации состава продуктов вулканизма от толеитовых базальтов, иногда от пикритов (Оман) до щелочных базальтов, местами до андезитов, бонинитов и более кислых разностей, низкий индекс эксплозивности. В разрезе базальтов имеется концентрация

сульфидов железа и меди. Ультрабазитовая часть разреза примечательна значительными вариациями мощностей полосчатого и ультрабазитового комплекса, наличием большого объема дунитов и хромитовых руд, которые отождествляются с петрологической границей Мохо.

Металлоносные силициты

В Апеннинах и Альпах металлоносные силициты залегают в основании свиты силицитов (радиоляритов, кремнистых глин). Повышенные содержания окислов марганца, здесь как правило, не сопровождаются повышенными концентрациями окислов железа. Гидротермальное происхождение надкларковых содержаний металлов подтверждается изотопными соотношениями свинца (Barrett e.a. , 1979). При содержаниях марганца 2,4-7,3%, содержания меди достигают 97-360 г/т, бария - 45-1400 г/т, что значительно выше, чем в сходных породах офиолитовых разрезов Малого Кавказа. Сравнительно ниже в них содержание никеля (25 г/т) и хрома (14-20 г/т), низка глиноземистость и титанистость металлоносных силицитов Апеннин (Bonnati e.a. , 1979).

На Малом Кавказе металлоносные силициты распространены в Севанской, отчасти в Зангезурской офиолитовых зонах и практически отсутствуют в Вединской зоне. В разрезе кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны металлоносные силициты совместно с другими типами силицитов (безрудных) слагают ритмически построенные пачки. В основании таких пачек прослеживаются микритовые известняки, выше их - чередующиеся светло-серые и бурые радиоляриты и кремнистые глины, с пропластками бурых кремнистых пелитовых туффитов и без них; разрез ритмопачки наращивается сургучными радиоляритами и ярко-красными микрозернистыми силицитами, а венчают разрез темно-коричневые среднеслоистые и тонкослоистые металлоносные силициты: это пигментированные Fe и Mn микрозернистые, микрозернисто-радиоляритовые и нередко радиоляритовые разности. Мощность пачек металлоносных силицитов достигает 10-15 м. По простиранию они прослеживаются до нескольких десятков метров, реже более сотни метров, быстро выклиниваются или смещаются поперечными простиранию разломами и в плане представляют сопряженные кулисовидно крупные и мелкие линзы. По разрезу (басс. р.Саринар и др.) металлоносные отложения либо перекрываются потоком базальтов, либо чередующиеся с силицитами базальты отсутствуют и металлоносные

силициты, венчающие ритмопачку, стратиграфически соотносятся с вышележащими известняками или радиоляритами основания следующей ритмопачки. Эффузивы представлены обычно шаровыми базальтами, ближе к кровле имеются потоки типа андезитов и дацитов, трахиандезитов. В петрохимическом отношении преобладают базальты субщелочные и щелочные. В нижней секции разреза развиты толеиты.

Среднее содержание в металлоносных силицитах Mn - 1,68%, Fe - 5,5%. Отметим, что нижним пределом принято содержание Mn - 0,8%, при фоновом в безрудных силицитах - 0,25%. Сумма металлов Mn и Fe равняется от 3,7 до 10,5%, в среднем составляя 7,2%, а отношение железа к марганцу варьирует от 0,8 до 5,5, при среднем - 2,6. В скоплениях марганцевистых минералов выявляются браунит, гаусманит, редко якобсит и криптомелан. Содержание глинозема (Al_2O_3) колеблется от 1,9 до 7,4%, среднее содержание никеля 138 г/т, кобальта - 24 г/т, хрома - 24 г/т, меди - 122 г/т, титана - 900 г/т.

Значение модуля эксгалятивности (Страхов, 1976) в металлоносных силицитах весьма близко к значению его в подобных современных накоплениях. Подтверждением эксгалятивной природы рудного вещества служат также повышенный фон большинства микроэлементов. Их концентрация может быть обусловлена разгрузкой гидротерм на дне бассейна, а также сорбцией на коллоидах (Сатиан, 1985). Из распределения в металлоносных силицитах микроэлементов, включая редкоземельные, относительно синхронных базальтов по восходящему разрезу следует, что главным источником их накопления являлись подводные гидротермы, которые формировались за счет как флюидов, отделяющихся от остывающего магматического очага, так и гидротерм, формировавшихся при проникновении фреатических вод в погребенные магматические массы пород (Сатиан, 1987).

Приуроченность к основанию свиты силицитов и низкая железистость - эти две важные характеристики металлоносных силицитов Апеннин связаны с резким затуханием вулканизма перед этапом накопления металлоносных силицитов. По мере перестилания дна бассейна осадочным плащем, проникновение фреатических вод в погребенные вулканические массы все более уменьшалось, редуцировала и гидротермальная система в погребенных вулканических массах.

Перейдем к некоторым выводам. Концентрации Mn, Fe и микроэлементов в отложениях характеризуют баланс седиментогенного и эксгалятивного веществ. Если области глубоководного кремненакопле-

ния имеют скорости осаждения кремнезема одного или близкого порядка, то объемы поступающего гидротермального вещества резко варьируют в зависимости от скорости растяжения и стадии спрединга новообразованной океанической коры. Этими факторами контролируются объемы выноса гидротерм и из магматического очага, и из погребенных магматических масс.

Металлоносным силицитам отводится место промежуточное между умбрами и кларковыми концентрациями. Очевидно, при больших скоростях спрединга выносятся большие объемы рудного вещества (в Кипр-Оманской зоне спрединг сопровождается возникновением срединного хребта и шитед-комплекса). Офиолитовые троги Малого Кавказа более сопоставимы с рифтом Красного моря, где, как известно, отчетливо выраженного в рельефе дна срединного хребта пока нет. Для малокавказских разрезов между тем показательно чередование толеитов с субщелочными и щелочными базальтами и, наконец, наличие кератофиров в верхах разреза. Геохимически офиолитовые базальты отличаются от базальтов современных СОХ (Сатиан, 1985). Далее известно, что в пределах СОХ чередования вулканитов и металлоносных осадков не наблюдается. Состав матрицы в СОХ не кремнистый, а преимущественно карбонатный. По количеству Fe и Mn , малых химических элементов малокавказские силициты уступают металлоносным осадкам СОХ - причина тому высокий разбавляющий эффект кремненакопления. Металлоносным силицитам офиолитовой серии Малого Кавказа свойственны низкие значения содержаний Zr , Y и отношения U/Th (0,2-0,6), сравнительно с металлоносными осадками СОХ. Некоторое геохимическое сходство следует лишь по наличию Ce- аномалии (Сатиан, 1985).

Итак, наиболее мощные скопления металлоносных осадков типа умбр и охр возникали в зонах более высоких скоростей спрединга (Кипр, Оман). Металлоносные силициты характеризуют зоны начального спрединга меньших скоростей (Севанская зона и др.). Металлоносные отложения практически отсутствуют в офиолитовых зонах (Вединская зона), где разрыв континентальной коры не завершился полностью и спрединг был прерван нарастающей компрессией блоков обрамления. Такова геодинамическая обстановка накопления металлоносных осадков переднеазиатского сектора. Реконструкция офиолитовых зон Апеннин и Альп, остается затруднительной. Вероятно, для этой области существенна иная геодинамика. Об этом свидетельст-

вуют своеобразие структурной позиции металлоносных осадков, их минеральный и химический состав (Mn⩾Fe). Вероятно они накопились на существенном удалении от зон спрединга.

Олистолиты и олистостромы

Хаотические неупорядоченные нагромождения бесструктурного матрикса, в котором размещены разноразмерные обломки пород, нередки в строении офиолитовых зон и их краевых частей, на стыке с обрамлением, либо перед фронтальной частью крупных офиолитовых покровов. Флорес (Flores, 1955) подчеркнул осадочный генезис олистостромы, ее гетерогенный состав, способ накопления как полужидкой массы. Он настаивал на пелитовом составе матрикса и отмечал весьма редкие признаки в нем первичной слоистости, в том числе и градационной; размер олистолитов в его определении варьирует от галек, валунов, до блоков в несколько куб.км в объеме. Олистостромы и олистолиты имеют важное тектоническое значение. Они принадлежат к этапам развалов параавтохтонных офиолитовых масс, вызванных компрессией офиолитовых прогибов, либо гравитационной неустойчивостью покровных структур. Размеры олистолитов, состав и строение матрикса широко варьируют. В надофиолитовом чехле зон параавтохтонного размещения офиолитов состав олистолитов и матрикса нередко преимущественно офиолитокластический. Примесь континентально корового обломочного материала между тем определенно указывает на многообразие источников сноса и часто позволяет реконструировать краевые поднятия. Определение олистостромы было дополнено (Abbate e.a. , 1970). Они отметили возможность мономиктового или олигомиктового состава олистостромы. Матрикс ее может быть не только пелитовым, но и псаммитовым и мергельным, мощные турбидиты в разрезах, включающих олистостромы, по их мнению, характеризуют чаще финальную стадию развития; было также подчеркнуто обособление олистостром от тектонических пластин, имеющих внутреннее хаотическое строение.

Олистолито-олистостромовые накопления областей параавтохтонного размещения офиолитовой ассоциации

На Малом Кавказе олистолито-олистостромовые накопления были впервые выделены в Акеринском секторе Севанской офиолитовой зоны. По

аналогии с апеннинскими классическими разрезами происхождение олистостром связалось с крупными покровами офиолитов, а механизм образования объяснялся развалами фронтальной части покрова и затем перекрытием олистолито-олистостромовой толщи покровными пластинами (Соколов, 1977).

Наиболее подробно эта схема была рассмотрена на примере олистостромы у с.Ипяк. Изучение нами этого опорного разреза олистостромы показало, что слагает она крылья опрокинутой антиклинальной складки, в ядре которой выступают породы кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии. Возраст силицитов и вулканитов фаунистически и радиологически определен среднемеловым. Олистострома с олистолитами, следовательно, моложе, чем кремнисто-вулканогенная толща. Важно подчеркнуть следующие ее особенности: различие мощностей офиолитокластической толщи, включающей олистострому, по северному (сокращенному по мощности) и южному крыльям и, кроме того, преимущественное развитие в разрезе обломочных отложений с градационной слоистостью с олистолитами серпентинизированных ультрабазитов и без них. Подчеркнем далее некоторое преобладание флишевых (флишоидных) накоплений под олистостромой.

Очевидна корреляция олистостромово-флишоидной толщи офиолитокластического состава с граувакковой формацией (отчасти офиолитокластической), развитой севернее басс. р.Акера, в разрезе Севанского хребта. Следовательно, вся эта толща моложе кремнисто-вулканогенной формации и скорее всего имеет тот же нижнесенонский возраст, как и в разрезах Севанского хребта.

Для строения Вединской офиолитовой зоны предлагается та же схема: покровные офиолитовые пластины, а под ними - офиолитокластическая олистострома (Соколов, 1977). Подробнее этот вопрос в критическом плане был рассмотрен ранее (Сатиан, 1979). Приведены лишь главные доводы,противоречащие наличию офиолитокластической олистостромы. В опорном разрезе "кораллового" оврага в басс. р. Веди в 0,7 км западнее устья р.Кюсу, развита толща чередующихся мелководных известняков (с гастроподами и кораллами), мергелей, в средней части разреза включающая прерывистые линзовидные тела гиалобазальтов, вулканических брекчий, среди которых имеются линзы известняков и известковистых радиоляритов среднемелового возраста. В более верхних частях разреза имеется маркирующая пачка туффитов и силицитов. Очевидны явные признаки в ней нарушения

слоистости, раздавливания слоев потоками лав, оползание осадков: результат неустойчивой склоновой седиментации. Однако эта толща не представляет типичную олистострому по тем же причинам, которые обсуждены на примере ипякских выходов. Отметим также, что парагенез пород, осадочных и вулканогенных в "олистостроме" отличается от парагенезов вулканогенных и осадочных пород кремнисто-вулканогенной толщи, которая рассматривается Соколовым (1977) как одна из пластин офиолитовых покровов. Наконец, немаловажно, что "олистострома" прорвана туфовыми трубками офиолитового же разреза. Очевидно также стратиграфическое соотношение "олистостромы" с "покровами", наличие стратиграфического контакта "олистостромы" с нижней мергельной толщей.

Итак, оползневые явления имеются в строении этой толщи, она включает кроме того крупные олистолиты известняков туронского облика. Обстановка седиментации была неспокойной со сползанием глыб пород обрамления. Вопрос в том - можно ли данную толщу отнести к тектоногенной офиолитокластической олистостроме, возникшей за счет размыва фронтальной части офиолитовых покровов. Латерально эта толща существенно варьирует по составу и строению: она слагает нижнюю часть разреза кремнисто-вулканогенной формации, выклиниваясь к зоне сокращенных мощностей (басс. р.Хосров), наращивание ее мощностей сопровождается появлением в разрезе спилитов и щелочных лав и происходит по направлению к осевой части современной офиолитовой зоны (среднее течение р.Кюсуэ, а также разрез, вскрытый скважиной Чатма-1). Увеличение числа потоков эффузивов и пачек пирокластических и гиалокластических пород сопровождается в этих разрезах появлением довольно мощных линз и пачек радиоляритов и других силицитов. Как видно, олистострома Вединской зоны образовалась в результате местных явлений оползания осадков краевых частей офиолитового трога. Причиной того может быть и возникновение в осевой части офиолитового прогиба новообразованного поднятия. Интервал в их накоплениях, так же как и оползания, вписывается в интервал накопления всей кремнисто-вулканогенной толщи.

Олистостромовые накопления, так же как и включения олистолитов, местами развиты в кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии Севанской зоны. При картировании выделяются участки развалов габбро и гипербазитов, а также зеленосланцевых пород (саринарский разрез Севанского хребта). В 0,4 км с-э центрального уще-

лья, кроме того, имеются довольно крупные выходы кремнекластической и габброкластической олистостромы. Олистолиты литифицированных силицитов и вулканитов местами встречаются в верхней секции саринарского разреза. Мощные кремнистые пачки включают развалы и оползшие фрагменты шаров спилитов. Примеры такие можно приумножить. Больше признаков оползания осадков можно видеть в краевых разрезах, сокращенных по мощности. В палеогеографическом отношении они принадлежат прибортовым частям офиолитового трога. Стратиграфические соотношения между отдельными пачками в этих разрезах нередко нарушены. Во внутреннем строении пачек силицитов и карбонатов нередки признаки конседиментационного складкообразования гравитационного типа, нередки примеры прихвата лавовым потоком нижележащих осадков, что приводит к деструкции слоев, пачек, к разрыву маломощных из них на фрагменты и расползанию по мере перемещения лавового потока; возникает своеобразная осадочно-лавовая олистострома, в которой количество силицитов и карбонатов может превышать количество обломков лавового материала, а латерально - вновь сменяется лавовым потоком.

Имеются ли среди олистостромы продукты синхронного вулканизма? В строении граувакковой формации надофиолитового чехла Севанской офиолитовой зоны, в верховьях р.Шишкая, отмечены редкие потоки базальтов и вулканические брекчии суммарной мощностью не более 20 м. Их нижнесантонский возраст датируется фаунистически. В басс. р.Джанахмед и Караиман мощность вулканитов резко возрастает - это, по-видимому, один из вулканических центров. В разрезе доминируют потоки толеитовых базальтов, местами сменяющиеся (ущ.Чанлычай) шаровыми разностями. Подчиненные им осадочные породы, в основном глинистые и кремнистые, ничего общего с олистостромой не имеют. Таким образом, олистострома здесь выклинивается. Вновь она получает развитие к востоку, у с.Джанахмед. Офиолитокластическая, местами существенно габброкластическая олистострома здесь залегает на габброидах офиолитовой серии, а выше по разрезу включает несколько потоков базальтов, переходя во флишоид существенно офиолитокластического состава. По сопоставлению с соседними разрезами, эти отложения датируются нижним сеноном. В ущелье р.Ипяк мощная олистостромово-олистолитовая толща содержит в верхах разреза несколько потоков базальтов и реже черных дацитов (?). Олистострома, как отмечалось, коррелируется с позднеконьякской-раннесенонской толщей Севанской зоны.

Как видим, все эти случаи относятся к постофиолитовой олистостроме. Сходные образования развиты и в сопредельных(в Анатолии и Иране)территориях. Принадлежащие надофиолитовому чехлу офиолитокластические олистостромы закартированы от района Эрзинджана на запад до Сиваса. Далее они смыкаются с офиолитокластической толщей Малыбогазы близ Анкары (Bortolotti e.a. , 1968, Üsenmer ,1974). О наличии продуктов вулканизма в них данных нет. Очевидные признаки гравитационного оползания выявлены в разрезе анкарского меланжа (Norman ,1975). В нем существенную роль играет серпентинитовый, нередко турбидитовый матрикс, крупные и мелкие оползневые блоки вулканитов кремней, гипербазитов, микритовых известняков мелового возраста и прочих пород офиолитовой ассоциации. Возраст матрикса по палеонтологическим данным кампанский. Олистостромово-олистолитовые накопления в областях офиолитовых покровов известны к югу от Тавра (Rigo da Richi e.a. , 1964). Состав их гетерогенен: осадочные и изверженные породы, в изобилии встречаются офиолитокласты. Возникновение этой олистостромы связывается с развалом покровов.

В областях покровного залегания офиолитовой ассоциации в Апеннинах, в восточной Лигурии и в Эмилианских Апеннинах имеются примеры классических разрезов офиолитовых олистолито-олистостромовых толщ (Abbate e.a. , 1970). Матрикс олистостромы хаотический, без признаков градационной слоистости. Местами лишь выявляется слабо упорядоченная слоистость. Крупные и мелкие обломки неравномерно рассредоточены по всей мощности олистостромы, они чаще угловатые и неокатаны. Все эти образования входят в верхнемеловой и палеогеновый флиш. Глыбовые, олистолитовые образования занимают более обособленное пространственное положение, состоят из крупных слабо деформированных блоков пород офиолитового сообщества. Нередко соотношения между разными толщами офиолитового разреза в блоках не нарушены. Время накопления крупнооолистолитовой толщи в морском флишевом бассейне верхнемеловое. Формирование олистолитовой толщи происходило за счет развалов края покровов офиолитов внутренних лигурид и оползания блоков офиолитов в верхнемеловой бассейн. Верхнеюрский-валанжинский возраст пород, составляющих офиолитовые блоки, установлен палеонтологическими данными. Петрохимические особенности лерцолитов, базальтов указывают на происхождение их из менее истощенной магмы,сравнительно с их аналогами во

внутренних лигуридах, отмечается также большая доля глинистого компонента в разрезе толщи радиоляритов, наличие зеленовато-серых кремней, отсутствие габброкластов. Все эти признаки заметно отличают краевые разрезы офиолитового бассейна.

Обособленное место среди олистолито-олистостромовых накоплений занимают разрезы Ликии и Анталья, а также Загроса и Омана. Разрезы эти интересны подстилающим офиолитовые пластины горизонтом с глыбами. Состав глыб преимущественно известняковый, возраст их пермский, триасовый, местами имеются глыбы вулканитов, цемент осадочный, нередко турбидитовый. К их характеристике мы вернемся несколько позже. Олистостромы и олистолиты имеют широкое развитие в Центральной офиолитовой - Субпелагонийской офиолитовой зоне Динарид. Они находятся в разрезе кремнисто-вулканогенной формации и стратиграфически выше нее. К постофиолитовым разностям относится "меланж" вулканогенно-осадочного типа, Ити (Gelet, 1976). Олистострома размещена на микритовых известняках поздней юры. В районе Вуриноса олистострома, принадлежащая свите Айос Николас, состоит из обломков туфов щелочного состава, видимо накопившихся при синхронном вулканизме, а также из обломков кремней, глинистых сланцев (Naylor e.a. , 1977).

Подведем итоги. Офиолитокластические олистостромово-олистолитовые накопления постофиолитового этапа возникают в различных тектонических условиях. Олистостромово-олистолитовые накопления области параавтохтонного размещения офиолитов возникли при развале выжимаемых офиолитовых масс в пределах той же зоны седиментации - по ее краям, в связи с возникновением краевых симметричных, либо асимметрично расположенных бассейнов (в пределах той же седиментационной зоны), либо в прогибах, поперечных простиранию седиментационной зоны (которые возникли вдоль разломов поперечного направления, определивших блоковую структуру на постофиолитовом этапе эволюции офиолитовых зон). В размыв вовлекаются вначале крупные выжимки серпентинизированных ультрабазитов - крупных пластин, достигающих гравитационной неустойчивости ранее, чем другие компоненты офиолитовой ассоциации в силу своей высокой пластичности в обстановке компрессии трога. Состав олистостром и олистолитов постепенно приобретает черты большей полиминтовости, здесь совмещаются продукты развала вулканитов, габброидов и кремнистых, карбонатных пород офиолитовой серии. Общая размерность олистоли-

тов оказывается наибольшей на начальном этапе развала - это относится к олистолитам и олистоплакам серпентинизированных ультрабазитов прежде всего. Серпентинитовый компонент по восходящему разрезу занимает все меньшее место и, напротив, увеличивается примесь пород комплекса обрамления. Появляется все больше признаков градационной слоистости в псаммитово-алевритовых накоплениях, тем самым очевиден парагенез по разрезу олистостром и олистолитов с флишоидными накоплениями офиолитокластического и смешанного состава. Содержание в олистостромово-олистолитовых отложениях надофиолитового чехла серпентинитовых обломков, глыб, коррелируется с насыщенностью кремнисто-вулканогенной формации протрузиями ультрабазитов. Локальные связи, достаточно тесные, обозначаются между областями выдавливания и развала офиолитовых масс и местом их аккумуляции. Латерально вкрест офиолитовой сутуры количество офиолитокластики уменьшается. Направленность развалов олистостромово-олистолитовых образований происходит от осевого поднятия по направлению к внутренним прогибам, новообразованным вдоль офиолитовой зоны, как результат сочетания сжимающих усилий и сдвига.

В области формирования офиолитовых покровов в конце офиолитового и в начале постофиолитового этапов возникли односторонние развалы офиолитовых масс перед фронтом развивающегося покрова. Покровы Лигурийского типа в очень редких случаях перекрывают олистолито-олистостромовые накопления. Обычно в пространстве они оторваны от фронта покровов. Срывы и перемещения покровов, видимо, были чрезвычайно быстрыми, катастрофического характера. Олистолито-олистостромовые толщи становились источником сноса в сопредельные верхнемеловые-палеогеновые флишевые бассейны. Офиолитокластический материал в этих бассейнах смешивается с материалом размыва пород обрамления континентальной коры. Наконец, обратим внимание на разный интервал времени между завершением офиолитового этапа и развитием олистостром. Так, перекрытый свитой Паломбини офиолитовый покров Апеннин остается в подводной среде и его переход на континентальное обрамление в основном завершается в верхнем мелу - начале палеогена.

В офиолитовых зонах Малого Кавказа выдвижение офиолитовых масс над уровнем моря в виде внутренних поднятий завершается сразу же после конца офиолитового вулканизма - это зоны более интенсивной компрессии офиолитовых бассейнов.

Другая особенность соотношения офиолитовых и производных-олистостромово-олистолитовых толщ состоит в том, что тектонические пластины офиолитов не достигают и тектонически не перекрывают офиолитокластическую олистострому. Наиболее явные примеры многопластинчатых пакетов покровов известны лишь в разрезах Омана, Загроса. Однако верхнемеловые офиолитовые пластины тектонически перекрывают в этих разрезах не офиолитокластическую олистолитово-олистостромовую толщу, а существенно осадочную, состоящую из глыб пород доофиолитового основания (пермо-триаса) либо глыб триасовых щелочных базальтов.

Геодинамика возникновения таких соотношений иная. Видимо, разорванность в пространстве офиолитовых покровов и производных офиолитокластических олистостромово-олистолитовых накоплений, определялась малой амплитудой перемещения самих покровных пластин и близостью их размещения относительно корневых зон.

Меланж тектонический

Из достижений по проблеме меланжа офиолитовых зон региона отметим следующие. Проведена дальнейшая типизация меланжа по составу и строению входящих в его состав блоков пород, а также матрикса (Пейве и др., 1972; Книппер, 1975; Соколов, 1977). Выяснено, что меланж развит преимущественно во "внутренних" офиолитовых сутурах Передней Азии, а также в Вардарской зоне, тогда как меланж отсутствует, либо развит крайне ограниченно в Восточно-Среднеземноморской-Загрос-Оманской зоне. Меланж отсутствует в Лигурии и Альпах, а также в большей части Центральной офиолитовой-Субпелагонийской зоне Динаро-Эллинид (Ломизе, 1972; Штеклин, 1979; Сатиан, 1984; Abbate e.a. , 1984; Barrett, 1982; Dmitrievič , 1974; Majer, 1979). В переднеазиатских офиолитовых сутурах, как оказалось, не по всему простиранию выявляется меланж. Скорее меланж развит фрагментами. Меланжу тектоническому предшествуют нарушения первичной стратификации, вызванные оползневыми явлениями, деструкциями в стратификации при конседиментационном вулканизме (прохождение лав по рыхлому осадку), при инверсии плотностей в случаях переслаивания осадков и вулканитов - пород разной плотности, в результате внедрения ультрабазитовых протрузий до уровня дна бассейна, а также субвулканических тел (Сатиан, 1979, 1984).

Меланж, таким образом, накладывается на конседиментационно нарушенную стратификацию. *Наиболее интенсивно меланж развит в офиолитовых сутурах, примыкающих к краю крупных поднятий древнего метаморфического фундамента - такова Вардарская зона Динаро-Эллинид и ряд сутур внутренней части Передней Азии, хотя и здесь по простиранию офиолитовых сутур степень меланжирования оказывается далеко не одинаковой. Наиболее сильно меланжированы офиолитовые сутуры на участках сближения двух офиолитовых сутур - в зонах синтаксиса, а также в зонах пересечения крупных коровых и глубинных разломов. Интенсивное дробление офиолитовых толщ имеет место в строении "слепых" офиолитовых сутур - примером являются небольшие их выходы в Зангезурской шовной зоне (Асланян, Сатиан, 1977).*

По простиранию офиолитовых сутур могут быть типизированы все переходные типы от стратифицированных до полностью преобразованных в меланж офиолитовых серий, причем эти признаки коррелируются с суммарной шириной офиолитовой сутуры - наиболее тектонизированы офиолиты в узких сжатых сутурах. Наибольшие деструкции обычно тяготеют к участкам, насыщенным протрузиями серпентинизированных ультрабазитов, которым принадлежит роль пластификатора при компрессии офиолитовой толщи. В областях параавтохтонного размещения офиолитов разрезы, принадлежащие осевой части офиолитового трога, оказываются наиболее интенсивно дислоцированными и преобразованными в меланж по сравнению с разрезами краевыми, хотя в последних гораздо сильнее выражены срывы и в целом надвигово-чешуйчатая структура. Примером таких латеральных вариаций в строении офиолитовых сутур является Севанская офиолитовая зона в пересечении центральной части Севанского хребта, а также Вединская зона, в *басс. р.Нюсуз и Хосров (Сатиан, 1979; Аванесян, 1979).*

Зоны развития тектонического меланжа, насыщенные серпентинитами - на более поздней орогенной и посторогенной геологической истории развития и особенно в плиоцен-четвертичное время стали местом возникновения крупных сейсмо-гравитационных оползней, которые активно развиваются и на современном этапе и представляют большую опасность для хозяйственного освоения этих областей. Примером являются гравитационные крупные срывы южного склона Севанского хребта в районах с.с. Гейсу, Кясаман и Караиман и западнее - в полосе от г.Дилижан до с.Фиолетово.

Все сказанное позволяет утверждать большое теоретическое и

практическое значение разработки генезиса зон офиолитового меланжа. *Хотя понятие "меланж" не всегда сопровождается подробным изучением* его структуры и состава и нередко определяется как весьма амбициозное (Alavi-Tehrani , 1980), для региона Передней Азии выделения анкарского типа меланжа, затем меланжа цветного (в Иране), меланжа серпентинитового, впервые выделенного на Малом Кавказе (Книппер, 1975; Соколов, 1977), привело к ощутимому сдвигу в изучении региональной геологии офиолитовых зон, ранее картируемых лишь как толщи стратифицированные, ничем не отличающиеся от прочих вулканогенно-осадочных формаций.

Меланж возникает уже на офиолитовом этапе и наиболее активно и многократно развивается на этапе постофиолитовом.

Поскольку в областях развития крупных офиолитовых покровов, в Лигурии и Альпах меланж практически не развит, покровообразование и меланжирование потому не могут рассматриваться как взаимосвязанные и коррелируемые процессы. Основная причина возникновения меланжа иная, она предопределяется еще на этапе растяжения континентальной коры возникновением трогов ультракотловинного типа. В обстановке сжатия трогов ультракотловинной морфологии происходит тектоническое дробление и меланжирование комплексов выполнения этих трогов.

Возникшие в обширных пологих прогибах центрального Средиземноморья крупные поднятия наследовали зоны мантийного диапиризма и хребтов типа СОХ. Стратифицированная офиолитовая серия: вулканиты и глубоководные осадки этих поднятий затем вовлекались в крупные покровные структуры без существенного нарушения внутреннего строения офиолитового разреза.

Метаморфизм пород офиолитовой серии

Фация голубых сланцев. В области Передней Азии голубосланцевый метаморфизм развит в офиолитовых разрезах запада Северо-Анатолийской зоны (Лв.-Гл.-Жэ., Лв.-Кр.), в *Севанской зоне* (Гл.-Ан.-Тр., Гл.-Мск.-Эп.-Гл.-Ал.) и отчасти на юго-востоке Эльбурса (Лв.-Гл.) в районе Себзевара (Bingöl ,1974; Арутюнян, 1974; Juteau , 1980; Саркисян, 1982; Сатиан, 1979,1984; Alavi-Tehrani , 1980). Голубые сланцы выявлены также в Тавре и Загросе, в Омане (Hall , 1979; Pamiç e.a. , 1979; Smewing , 1980). По геологическим наблюдениям

и радиологическим данным голубосланцевый метаморфизм наложен на зеленосланцевый. Радиологически возраст (K/Ar) голубосланцевого метаморфизма Северо-Анатолийской зоны определен в пределах 85-60 млн лет, в Севанской зоне - 60-71 млн лет. Голубосланцевый метаморфизм развивается на стадии завершения офиолитового вулканизма, а в основном - на постофиолитовом этапе, во время формирования параавтохтонов. Голубые сланцы отчетливо приурочены к зонам молодых постофиолитовых разрывов и имеют резко подчиненное развитие относительно зеленосланцевого регионально выраженного метаморфизма. Модель формирования голубых сланцев в условиях избыточных давлений, порядка P-7-11 кб, T^{o}- 300-500°C, которые предполагаются в субдукционных зонах, не может служить рабочей схемой для офиолитовых зон Малого Кавказа и сопредельных частей Передней Азии. Возникновение голубых сланцев на меньших глубинах по Н.В.Добрецову (1974,1986) возможно за счет появления сверхвысокого порового давления отжимаемой воды на вмещающие осадки. Г.Саркисян полагает, что глаукофанизация в зонах разломов с серпентинитовой прокладкой (Севанский хребет) является диффузионно-биметасоматическим процессом на контактах резко контрастных по химизму сред (гарцбургитов и основных вулканитов), предварительно прошедших низкотемпературный метаморфизм (Ал.-Хл.-Ка). Предлагается комбинированная модель тектонического сверхдавления в зонах надвигов с автоклавным механизмом активизации поровых флюидов при решающей роли биметасоматических процессов. Ф.А.Летников и др. (1986) обращают внимание на то, что метаморфические породы формируются в условиях роста P и T, а не в результате перемещения отдельных слоев относительно друг друга при тектонических напряжениях; структура тектонитов формируется под действием сжимающих усилий, и в этом смысле очевидно их сходство с метаморфическими породами. Высокая флюидопроводность приводит к значительному вдоль этих зон тепло-массопереносу, и бластомилониты тем самым напоминают обычные метасоматиты, формирующиеся в условиях направленного стресса - P. Таким образом, бластомилониты занимают промежуточное положение между метаморфическими и типичными метасоматическими породами. Эксперименты показывают, что при тектонических деформациях на свежеобразованных сколах возникает огромное количество активных центров, обладающих высокой энергией, которая ускоряет процессы минералообразования и перекристаллизации. Активно здесь происходит

взаимодействие и образование под воздействием флюидно-газовой фазы высокобарических минералов, в том числе и алмаза. Шопиным (Chopin , 1984) открыты коэсит и пироп в голубых сланцах Западных Альп (по экспериментальным данным необходимое давление - 28 кбар), тогда как вмещающими породами служат парасланцы. Природа голубосланцевой фации может быть конвергентной.

В офиолитовой зоне Альп (Пьемонт) глаукофановые сланцы предшествуют зеленокаменному и амфиболитовому метаморфизму. Возраст голубых сланцев (K/Ar) определен в 80-110 млн лет (Dal Piaz e.a. , 1975), тогда как для зеленосланцевого и амфиболитового - 36,38 млн лет.

Голубосланцевый метаморфизм рассматривается в связи с сменой субдукции океанической коры под Адриатическую плиту, (скучивание и возникновение условий HP/LT).В одних схемах подъем сланцев (HP/LT) с глубины 35-40 км на поверхность в состав складчатой зоны объясняется размывом перекрывающих отложений, хотя время и скорость вывода к поверхности в случае размыва кровли, место сноса огромных масс размытых пород остаются весьма спорными. В других схемах вытеснение голубых сланцев с глубин к поверхности объясняется появлением противоположной относительно субдуктирующей плиты силе (Dal Piaz e.a. , 1975). Наконец, быстрый подъем голубых сланцев пытаются объяснить прогрессирующим наращиванием скучиваемых пластин между субдуктируемой океанической корой и основанием пластин голубых сланцев (Platt, 1986).

Всем этим схемам противоречит ряд фактов. Так, известны признаки HP не только в разрезе офиолитов, но и в сопредельной зоне континентально-корового строения, в Сессия-Ланца и др., кроме того, в случае субдукционного скучивания материала океанической коры, следовало бы ожидать существенные нарушения между различными по компетентности толщами офиолитового разреза: ультрабазитов, базальтов, силицитов и известняков, между тем в большинстве примеров соотношения между ними стратиграфические, а нарушения расчленяют какие-то крупные фрагменты полного офиолитового разреза. Нельзя не обратить внимания и на латеральную зональность наложенного на голубосланцевый метаморфизм метаморфизма более высоких температур и низких давлений: гораздо слабее он выражен вдоль северо-западного края Пьемонта, в зоне Комбин и резко усиливается к осевой части зоны Пьемонта. Такая зональность скорее характе-

ризует обстановку трога, в осевой части которого тепловой поток имел наибольший уровень.

Зеленосланцевый метаморфизм и метагенез. В Передней Азии породы офиолитовых разрезов характеризуются интервалом метаморфизма от низких ступеней зеленосланцевой фации (Ал-Хл-Ка-Эп) до глубинного эпигенеза (Це-Ал-Хл) включительно. В офиолитовых разрезах Малого Кавказа замечаются ослабление к верхам разреза зеленосланцевого метаморфизма и переход к зоне глубинного эпигенеза, причем именно верхи разреза слагаются менее глубоководными и относительно дифференцированными ассоциациями вулканических пород и ассоциирующих с ними осадков (Сатиан, 1979, 1984; Степанян, 1979). Время метаморфизма по радиологическим (K/Ar) данным - 80-110 млн лет соответствует времени накопления пород офиолитовой ассоциации. Сходный уровень регионального метаморфизма характеризует породы офиолитовых разрезов Анатолии и Ирана (Juteau , 1980; Alavi-Tehrani , 1980). В разрезе офиолитовой серии Кипра и Омана более значительное место принадлежит зоне глубинного эпигенеза (Robertson e.a., 1974; Smewing , 1980), причем граница глубинного эпигенеза (цеолитовая фация) и зеленосланцевой фации местами обозначается достаточно четко по геологическим границам между отдельными свитами, толщами.

Зеленосланцевый метаморфизм характеризует большинство разрезов офиолитовых зон Динаро-Эллинид. Вариации здесь также значительны и разрезы включают также зону глубинного эпигенеза (р-ны Ситонья и Кассандра).

В Апеннинах (Лигурия) базальты преобразованы в пренит-пумпеллиитовой фации. В западных и центральных Альпах (Пьемонт, Тауерн) вулканиты офиолитовой серии преобразованы в фации, переходной от зеленосланцевой к амфиболитовой, в восточных Альпах (Рехнитц и др.) - в фации зеленых сланцев. Слабее метаморфизованы вулканиты выходов Энгадин, где определяются низкие ступени зеленосланцевой фации с переходом в зону глубинного эпигенеза. Низкий уровень зеленосланцевой фации характеризует также вулканиты зоны Комбин западных Альп.

В Альпах и Апеннинах зеленосланцевый (и переходный к амфиболитовому) метаморфизм (38-36 млн лет) оторван от этапа накопления пород офиолитовой ассоциации (верхняя юра - неоком - 163-131 млн лет) на более чем 100-130 млн лет, тогда как в Передней Азии и

на Малом Кавказе метаморфизм зеленосланцевой фации примерно укладывается в интервале формирования пород офиолитовой ассоциации (средний мел - нижний сенон; 113-90 млн лет). Следовательно, различна и геодинамика офиолитовых зон, предопределившая процессы метаморфизма. В области Передней Азии - это метаморфизм обстановки внутритроговый, латерально слабо варьирующий и в целом непродолжительный (10-15 млн лет). В центральном Средиземноморье выявляется резкий перепад уровня метаморфизма от одной зоны к другой (Лигурия - группа Вольтри Альп), здесь же имеется отчетливо выраженная латеральная зональность вкрест зоны (Пьемонт-Комбин) и вдаль нее (Пьемонт-Восточные Альпы). Тектоническая обстановка проявления такого сложного процесса метаморфизма характеризует этап от возникновения трогов (средняя-поздняя юра), формирования покровов (верхний мел) с термальным всплеском к концу эоцена на границе с олигоценом.

Амфиболиты и амфиболитовое основание. В большинстве разрезов переднеазиатских офиолитовых зон амфиболиты обнаруживаются как тектонические клинья, либо блоки более древнего комплекса, чем офиолитовая ассоциация. В Таврс-Бассите и Омане метаморфизованные в амфиболитовой или переходной к зеленосланцевой фации породы офиолитовой ассоциации относятся к основанию разреза (амфиболитовое основание).

Блоки и клинья амфиболитов тектонически сонаходятся с породами офиолитовой ассоциации, чаще преобразованными на уровне зеленосланцевой фации. Эти блоки характеризуют метаморфизм более древней, чем офиолитовая ассоциация, вулканогенно-осадочной толщи. В Севанской зоне вулканиты, принадлежащие более древней толще - это толеиты типа океанических рифтов, высокотитанистые толеиты, щелочные базальты типа внутрикратонной активизации и разнообразные осадочные породы - силициты, граувакки (Закариадзе и др., 1986). Более высокий уровень метаморфизма, отвечающий эклогитовой фации - гранатовые амфиболиты, выявлены в западной части Севанской зоны (Амасия). Возраст их (Rb/Sr) определяется в 330±42 млн лет (Меликсетян и др., 1984). По составу протолита встречаются толеиты типа океанических рифтов и сильно деплетированные в отношении редких земель толеитовые андезиты (Закариадзе и др., 1986). Тектонические клинья и блоки пород дооофиолитового комплекса, метаморфизованные в фации, переходной от зеленосланцевой к амфиболи-

товой, в том числе и гранатовые амфиболиты, выявлены и в офиолитовых зонах Анатолии и Ирана (Alavi-Tehrani ,1980; Hall, 1980; Davoudzadeh , 1972). В офиолитовых разрезах Тавра, Бассита, Хатаи и Омана амфиболиты основания выявляются преимущественно под ультрабазитами в виде тектонических пластин и изредка между ультрабазитами и вулканитами. Мощность этих пластин варьирует от нескольких метров до нескольких сотен метров. Радиологический возраст амфиболитов в Тавре 85-105 млн лет (Thuizat e.a., 1979,1980), в Бассите - 85-95 млн лет (Piskin e.a., 1984). Амфиболитовый метаморфизм связывается с динамотермальным воздействием горячих выжимок пластин ультрабазитов на вулканогенно-осадочное подложье, принадлежащее также офиолитовой серии (Searle e.a., 1980; Juteau , 1986). Термальный метаморфизм сопровождается интенсивными деформациями. Возраст накопления пород офиолитовой серии и время их метаморфизма весьма близки. Относительно времени выдвижения офиолитов на континентальное обрамление процессы метаморфизма обычно древнее на 20-30 млн лет.

В Динаро-Эллинидах породы офиолитовой серии преобразованы в фации зеленосланцевого метаморфизма. В разрезах центральной офиолитовой зоны (Мала Рудина) метапилиты в основании лерцолитов имеют возраст метаморфизма (K/Ar) - 163 млн лет, амфиболиты - 166-171 млн лет (Majer , 1979). Приводится и более древний возраст, 170-180 млн лет, амфиболитов подошвы офиолитового разреза (Spray e.a., 1980; Babien e.a., 1980). Как видно, по радиологическим данным возраст метаморфизма несколько древнее или приближается к возрасту офиолитовой серии и на 30 млн лет древнее предполагаемого времени выдвижения офиолитов на континентальное обрамление. В Альпах амфиболиты, включающие эклогиты амфиболитовой фации, принадлежат внутренней части зоны Пьемонта (Церматт-Саас) и выклиниваются к внешнему ее с-з краю (Комбин). На востоке Альп известны примеры снижения уровня метаморфизма до зеленосланцевой фации. Амфиболитовое основание, подобное разрезу Тавра, Омана, в Альпах отсутствует.

Термальный метаморфизм. Осадочные и вулканогенные породы офиолитовой серии включают синхронные эксгаляционно-осадочные и гидротермальные продукты. В Кипр-Оманской зоне обычны умбры и охры, в базальтах известны проявления сульфидов. В Севанской офиолитовой зоне и на продолжении ее в Северо-Анатолийской зоне развиты

металлоносные (Mn , Fe) силициты, гораздо реже сульфиды Cu и Pb Термальный (гидротермальный) метаморфизм сопровождается новообразованиями по вулканическим породам монтмориллонита. Термальные контакты эффузивов, перестилающих осадочные породы, выражены обогащением последних Fe и Mn , потерей органогенных структур и наличием участков плойчатых структур. В современных океанах гидротермальное и эксгаляционно-осадочное рудообразование выявлены в пределах СОХ, а также в трансформных разломах, в районах вулканических поднятий. Сходные продукты известны и в межконтинентальных рифтах. Термальный метаморфизм новообразованной океанической коры варьирует, как видно, от структур типа СОХ до межконтинентальных рифтов красноморского типа.

Из приведенных выше данных следует своеобразие тектонической обстановки процессов метаморфизма и времени его проявления в отдельных фрагментах рассмотренного региона.

А. Для области Альп выделяются: 1. метаморфизм HP/LT возраст - 110-80 млн лет. Обстановка - зоны ограниченной субдукции; 2. прогрессивный метаморфизм умеренных давлений с возрастающим тепловым потоком. Обстановка постсубдукционная, возраст - 38,36 млн лет; 3. поздний, локально развитый в наиболее прогнутых зонах слабо термальный метаморфизм; 4. в свите базальтов и силицитов - термальный метаморфизм (гидротермальный). Тектоническая обстановка в целом: наличие зоны развитого спрединга и ограниченной субдукции.

Б. Для области Динаро-Эллинид выделяются: 1. амфиболитовое основание (180-160 млн лет); 2. прогрессивный низко-среднетемпературный зеленосланцевый метаморфизм; 3. локально-глубинный эпигенез. Тектоническая обстановка: разобщенные троги с формированиями в их осевой части океанической коры, различная по масштабам амплитуда шарьирования океанической коры при компрессии трогов.

В. Для области юга Передней Азии: 1. зеленосланцевый метаморфизм офиолитового этапа (115-80 млн лет) в верхах разрезов - мощная зона глубинного эпигенеза; 2. динамотермальный метаморфизм офиолитового этапа - амфиболитовое "основание" (100-90 млн лет). Тектоническая обстановка: крупные офиолитовые троги с СОХ, существенное развитие спрединга, разноамплитудное шарьирование офиолитовой серии при компрессии офиолитовых трогов.

Г. Для северной и центральной полосы Передней Азии (включая

Малый Кавказ) выделяются: 1. зеленосланцевый метаморфизм офиолитового этапа (115-85 млн лет), в верхах разрезов сокращенная по мощности зона глубинного эпигенеза; 2. наложенный голубосланцевый метаморфизм (80-60 млн лет). Тектоническая обстановка: офиолитовые троги с начальным спредингом и без него, при отсутствии или весьма ограниченном развитии СОХ.

3.2. Обсуждение и выводы

Для внутренних офиолитовых сутур Передней Азии, включая и регион Малого Кавказа имеются, по крайней мере, две принципиально различные точки зрения по этой проблеме. Гипотеза аллохтонного размещения офиолитов предполагает первичное формирование офиолитовой ассоциации в океанических бассейнах и последующее их шарьирование на континентальное обрамление. Гипотеза эта в первоначальном виде предложенная А.Л.Книппером (1975), затем существенно дорабатывалась и дополнялась (Соколов, 1977; Ломизе, 1983; Гасанов, 1985; Закариадзе и др., 1983), менялось представление о корневых зонах покровов, дорабатывались вопросы петрологии магматических, а также осадочных образований. В начальном варианте корневая зона предположительно обозначалась в пределах самой же Севано-Акеринской офиолитовой сутуры (тутхунский шов), впоследствии в связи с открытием Зангезурской офиолитовой сутуры (Асланян, Сатиан, 1977) была предложена схема, по которой корневой является Зангезурская зона, а выжатые из нее офиолитовые покровы перемещались на северо-восток в Севанскую и на юго-запад в Вединскую зоны (Knipper e.a., 1980).

Гипотеза покровного размещения офиолитов получила новое подкрепление по результатам исследований западноевропейских геологов в Малой Азии. Для этого региона предложено несколько разных моделей офиолитообразования и становления офиолитов в структуре складчатых зон. Конечно, одним из проблематичных, как и на Малом Кавказе, остается вопрос о корневых зонах офиолитовых покровов.

В Малой Азии большинство исследователей рассматривают Северо-Анатолийскую офиолитовую зону в качестве корневой зоны, а островодужного типа позднемеловой вулканизм Понта - как результат субдуктирования на север новообразованной коры океанического типа. Офиолиты более южных частей малоазиатского сектора в этих схемах

(Whitechurch e.a., 1984 и др.) относятся к исключительно покровным, ретрошарьированным с севера в результате палеогеновой структурной перестройки. Однако приведенные выше данные о своеобразии офиолитовых разрезов, которые размещены южнее Северо-Анатолийской зоны, поставили под сомнение схему шарьирования офиолитов из одной корневой зоны. Более убедительными представляются реконструкции, в которых принимается существование, по крайней мере еще одной, южной офиолитовой ветви (Delaloye e.a., 1984; Robertson e.a., 1984). В этих схемах раскрытие малого океанического бассейна (офиолиты Элазиг) объясняется северонаправленной субдукцией, а размещение офиолитов в виде покровов на краю Аравийской платформы (Бассит и др.) - в связи с последовавшей позднее южнонаправленной субдукцией и шарьированием офиолитов. К сожалению, нам не известны какие-либо результаты сейсмического профилирования по данному региону, которые могли бы быть сопоставимы с данными по Малому Кавказу. Лишь, пожалуй, мелкомасштабные гравиметрические данные, а также данные о приуроченности зон максимальной сейсмической активности к офиолитовым сутурам (данные Лана и др.) обнаруживают большое сходство с аналогичными наблюдениями по Малому Кавказу. Конечно, нельзя, кроме того, не учитывать доказываемого геологическим картированием непосредственного продолжения офиолитовых сутур Малого Кавказа в Малую Азию: Севанской зоны в Северо-Анатолийскую и т.д. (Асланян, Сатиан, 1977), и поэтому более подробно изученная геолого-геофизическая характеристика глубинного строения земной коры в офиолитовых сутурах Малого Кавказа не может не быть принята во внимание при межрегиональной корреляции геологических процессов. Кроме того, именно для малоазиатского региона в большей мере, чем для сопредельных с ним, в гипотезе аллохтонного размещения офиолитов должны быть обсуждены проблематичные вопросы латеральных вариаций состава офиолитовой серии по направлению к крупным срединным массивам, типизации осадочных разрезов мелового возраста в пределах этих массивов.

К сожалению, таких данных пока по региону нет, и надо полагать, что полученные результаты по Малому Кавказу могут быть распространены и на смежные части Малой Азии, поскольку картированием доказывается непосредственное продолжение офиолитовых сутур из одного региона в другой.

Для всего переднеазиатского региона дальнейшие тектонические

реконструкции во многом зависят от детализации возраста кремнисто-вулканогенной толщи и габброидов офиолитовой серии. Наличие в регионе верхнеюрских офиолитовых серий остается весьма спорным. Большинство радиологических данных, а также результатов изучения остатков фораминифер и радиолярий в отложениях указывают на преимущественно среднемеловой их возраст (Жамойда и др., 1976; Delaloye e.a., 1979, 1980; Thuizate e.a., 1979, Сатиан, 1984). Однако среднемеловой комплекс радиолярий нередко сонаходится с позднеюрскими формами, которые, видимо, являются сквозными для региона и не могут быть решающими. Именно в ряде таких разрезов, где ранее датировались позднеюрскими радиоляриты, позже были выявлены прослои известняков с характерными среднемеловыми фораминиферами (Алиюлла и др., 1980; Шихалибейли и др., 1980).

Отметим также, что в плитотектонических схемах остается крайне недостаточно обсужденными ряд важных особенностей региональной геологии. Отметим следующие из них.

Вулканизм островодужного типа, коррелируемый с офиолитовым, проявлен лишь фрагментами. Например, меловой вулканизм резко прерывается на меридиане Синопа и отсутствует на большей части Эльбурса. Между тем офиолитовые сутуры, Северо-Анатолийско-Севанско-Эльбурсская и др. имеют на порядок большую протяженность. В поперечном пересечении Сомхето-Карабахской зоны (Агстевский меловой прогиб) известково-щелочной вулканизм наиболее интенсивно проявился вдоль северного края и резко ослабевает к югу, на стыке с Севанской офиолитовой сутурой (Сатиан, 1979); сжатию офиолитового трога (Севанского) в турон-коньякское время синхронен базальтовый вулканизм северной части Агстевского прогиба, причем меловой вулканизм Сомхето-Карабахской зоны возник в наложенных прогибах на юрском субстрате, в прогибах поперечных простиранию Севанской офиолитовой зоны, а не вдоль нее. Наконец, в поперечном пересечении Малого Кавказа очевидна тенденция ослабления островодужного вулканизма в направлении от Сомхето-Карабахской зоны к Базумо-Нафанской и далее на юг - к Анкаван-Мегринской и, наконец, к Урц-Джульфинской зонам (рис.11). Между тем все эти зоны, имеющие многослойное строение коры, с "гранитным" слоем включительно, разобщены офиолитовыми сутурами, которые представляют по современным геолого-геофизическим представлениям зоны глубинных разломов, достигающих верхней мантии. Иными словами, каждая из сутур представляет реликт

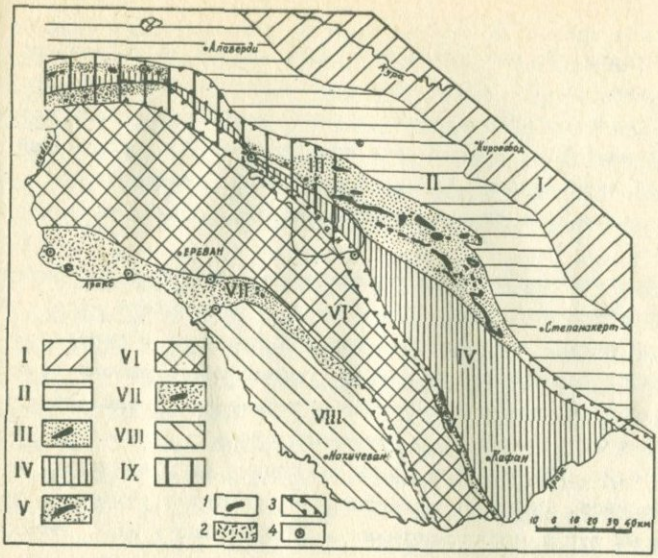

Рис.11. Схема тектонического районирования Малого Кавказа и размещения офиолитовых зон.
I.Предмалокавказская синклинорная зона. II.Сомхето-Карабахская антиклинорная зона (I-II - области герцинского основания, широкого развития вулканогенно-осадочных формаций юры и мела). III.Севанская офиолитовая зона. IУ.Базумо-Кафанская антиклинорная зона (область гетерогенного байкальского и герцинского основания, вулканогенно-осадочных и известняковой формаций юры-мела, а также широко развитых вулканогенно-осадочных, флишевых и молассовых формаций палеогена). У.Зангезурская офиолитовая зона. УI.Анкаван-Мегринская антиклинорная зона (область приподнятого байкальского основания, локально развитых юрских вулканогенно-осадочных формаций и широкого развития терригенно-карбонатных формаций верхнего мела, а также флишевых и молассовых, вулканогенно-молассовых формаций палеогена, миоцена, мощного плиоцен-четвертичного вулканического комплекса). УII.Вединская офиолитовая зона. УIII.Урц-Джульфинская антиклинорная зона (область погруженного байкальского основания с мощным средне-верхнепалеозойским-триасовым чехлом, слагаемым субплатформенными формациями, а также локально развитых базальтодной формацией лейаса, карбонатно-терригенных формаций байоса, келловея, и широкого развития терригенно-карбонатных формаций альба-верхнего мела, флишевой формации палеогена, моласс миоцена). IX.Верхнеахурянско-Севанская зона синтаксиса.

1.Выходы ультрабазитов. 2.Кремнисто-вулканогенная формация и выходы формаций надофиолитового чехла, включающих офиолитокластику. 3.Предполагаемое развитие офиолитов по данным сейсмического профилирования. 4.Скважины, вскрывшие офиолитовую ассоциацию

офиолитового трога. Но как уже отмечалось, далеко не во всех сопредельных с ними зонах, характеризующихся континентальной корой по комплексу геолого-геофизических данных, имеются признаки островодужного вулканизма, так или иначе коррелируемого с субдукцией предполагаемой океанической (офиолитовой) коры. Следовательно, надо искать какие-то иные геодинамические модели, объясняющие геологию региона.

Следует обратить внимание на определенную доработку за последние годы гипотезы аллохтонного размещения, в результате чего, на наш взгляд, снимается острота противоречий между ею и гипотезой параавтохтонного размещения офиолитов. Прежде всего офиолитовый бассейн, по крайней мере в кавказском пересечении, представляется не в виде обширного океана, а в последней схеме - в качестве узкого залива Тетис, при наличии также островных дуг, возможно, и срединных массивов. Сущность шарьирования офиолитов видется в коллизии островных дуг с краем континента (Закариадзе и др., 1983). Подробные петролого-геохимические исследования показывают, что "ортодоксальная модель формирования офиолитов в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов для Малокавказских офиолитов маловероятна" (Закариадзе и др., 1986). Наконец, большинство исследователей ныне полагают, что сонахождение разных по составу и по исходным расплавам вулканитов в едином офиолитовом разрезе является следствием сложных вариаций геодинамических обстановок возникновения расплавов и их излияния, но отнюдь не результат тектонического совмещения в одном разрезе вулканитов разных фациальных зон офиолитового бассейна. Достаточно отметить, что, например, в разрезе Вединской зоны среди офиолитовых вулканитов обособляются (по типовым расплавам): бонинитовые и островодужные, толеитовый (ТОР-2), высокотитанистые толеитовые и щелочные типа внутрикратонной активизации и/или океанической обстановки (Цамерян,1986). Перейдем далее к обсуждению гипотезы формирования офиолитовой ассоциации в зонах ограниченного рифтогенеза континентальной коры, на стадии начального спрединга и параавтохтонного размещения пород офиолитовой ассоциации в складчатых зонах. Гипотеза разрабатывалась для региона Малого Кавказа, начиная с 60-х годов, причем одним из стимулов ее разработки были новые для того времени воззрения об аллохтонности офиолитов, которые не укладывались в рамки региональной геологии. Проведенные достаточно детальные иссле-

дования вещественного состава и строения прежде всего стратифицированных компонентов офиолитовой серии, относимых к кремнисто-вулканогенной формации, показали, что по формационному признаку каждая из офиолитовых зон имеет свои, только ей присущие особенности, о чем было сказано в гл.II. Каждая из офиолитовых зон, кроме того, отличается по масштабам проявления ультрабазитов, а также по соотношению их с габброидами офиолитовой серии. Имеются заметные различия и в строении надофиолитового чехла этих зон. Все эти признаки легли в основу гипотезы наличия в регионе нескольких офиолитовых трогов - результат рассредоточенного растяжения континентальной коры. Последующее сейсмическое профилирование (станции "Земля", "Черепаха") показали специфичность строения коры в пересечении офиолитовых сутур, отсутствие горизонтов отражения обменных волн, характерные для глубинного их строения. Довольно резко в промежуточных между офиолитовыми зонами областях они сменяются сейсмическим разрезом, характерным для коры континентального типа (Егоркина и др., 1973,1976). Офиолитовые сутуры в свете этих данных рассматриваются в качестве зон глубинных разломов, достигающих верхней мантии. Иными словами, каждая офиолитовая сутура представляет реликт сомкнувшегося офиолитового трога. Подобная гипотеза с некоторыми вариациями в вопросе возраста формирования офиолитовых трогов (наличие и позднеюрских-раннемеловых, и верхнемеловых серий) разрабатывалась для региона Малой Азии Р.Бринкманном (Brinkmann , 1976), для территории Ирана она рассмотрена в ряде работ (Davoudzadeh , 1972; Förster , 1969; Stöklin e.a. , 1972; Штеклин, 1979 и др.). "Несостоявшиеся океаны" - офиолитовые троги представляли собой вулканический относительно глубоководный трог, в который был "вписан" осевой трог котловинного типа, "трог в трогe". Вулканический трог был ограничен краевыми внутренними поднятиями, а за ними латерально по обе стороны следовали мелководные краевые впадины, выполненные терригенными и карбонатными отложениями. Такова идеализированная схема морфологии офиолитового трога. Те или иные его компоненты могли быть латерально редуцированы. По простиранию офиолитовые троги представляли систему кулисовидно соотносящихся впадин меньшего порядка, разделенных приподнятыми участками. По морфологии мезозойские офиолитовые троги в общих чертах сходны с красноморским рифтом. Более разнообразны они по основанию, на котором закладывались. В одних случаях они наследуют при-

разломные протяженные и глубоководные карбонатные и вулканические прогибы поздней юры-титона (Северо-Анатолийская, Севанская и др. зоны), в других - развиваются на стыке поднятий древнего фундамента и мезозойских мелководных осадочных и вулканических прогибов (Зангезурская зона и др.), наконец, в-третьих, образуются при рифтогенезе устойчивых в палеозое-юре платформенных зон (Вединская зона, рис.11).

Какова была ширина офиолитового трога - вопрос весьма спорный. Из общих аналогий с рифтом Красного моря суммарная ширина трога достигала 150-300 км. Если попытаться оценить ширину спрединговой зоны, исходя из суммарного геологического времени накопления офиолитовой ассоциации в 15 млн лет (альб-ранний коньяк) и средней скорости спрединга порядка 1 см/год, как и в рифте Красного моря, с необходимыми поправками на чередование фаз растяжения и сжатия (интервалы накопления радиоляритов, а также в верхах разреза - трахиандезитов, дацитов, туфов), то с этими поправками ориентировочная ширина Севанского трога (главного трога, по дну) составит 50-100 км. Общая ширина офиолитового трога, следовательно, сопоставима с Красным морем. Более узким будет по тем же подсчетам Вединский офиолитовый трог (общая ширина по дну главного трога 30-50 км). Эти подсчеты позволяют, исходя из ее современной ширины, примерно оценить максимальную величину сжатия офиолитовой зоны, как 10-20-кратную.

Развитие параавтохтонов и в его строении тектонического меланжа обусловлено было котловинной морфологией офиолитовых трогов, особенностями выжимания офиолитовых масс при формировании надвигово-чешуйчатых масс. Это либо симметричные развалы, либо односторонние развалы, возникающие при разном стоянии бортов. Особый случай представляют "слепые" офиолитовые зоны (Сатиан, 1984). "Слепые" офиолитовые зоны возникают на постофиолитовом этапе в связи с развитием встречных надвигов блоков обрамления. Офиолитовая сутура перекрывается ими полностью.

Примером является юго-восточная часть Зангезурской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Ее продолжение в северный Иран подтверждается находками серпентинитов по правобережью Аракса на продолжении к югу Зангезурской шовной зоны (Berberian , 1983). К "слепым" офиолитовым зонам, вероятно, также принадлежит зона глубинного разлома, обособляющая Эльбурс от центрально-иранских массивов. Офиоли-

токластические конгломераты становятся важнейшими поисковыми критериями выявления "слепых" офиолитовых зон. Наряду с другими критериями - геофизическими и др. данными, офиолитовые "слепые" зоны могут быть успешно прогнозированы и выявлены. Одним из проблемных является вопрос о механизме мантийного диапиризма. Отсутствие магматических контактов между ультрабазитами и вмещающими породами наилучшим образом объясняется протрузивным механизмом внедрения серпентинизированных ультрабазитов во вмещающие породы офиолитовой ассоциации и в нижние части разреза надофиолитового чехла (Книппер, 1975). Обилие в конгломератах надофиолитового чехла галек, глыб и пластин ультрабазитов, а последнее время также находки -альки и брекчии офиолитов в разрезе кремнисто-вулканогенной формации, указывают на то, что серпентинизированные ультрабазиты были подняты к поверхности и вовлечены в размыв, по крайней мере, с альба. В плитчатых известняках приразломных прогибов верхней юры и неокома (Базумский хр., Гиратахский разлом на юге Зангезурской зоны) офиолитокластическая примесь не выявляется, хотя целенаправленные ее поиски были предприняты (по данным Мандаляна Р.А., Кургинян Э.Н.). За последние годы, между тем, были получены новые радиологические более достоверные датировки (Pb/U , по цирконам), которые позволили определить средне?-позднеюрский возраст плагиогранитов офиолитовой серии Севанского хребта (Закариадзе и др., 1986).

Достаточно удовлетворительное объяснение всем этим фактам пока еще не найдено. Есть немало признаков того, что в позднеюрское - ранненеокомское время в зонах глубинных разломов возникли достаточно глубоководные известняковые прогибы. Плитчатые известняковые толщи,их выполнившие,прослеживаются на сотни км от Анатолии до Эльбурса. Не исключено, что при растяжении континентальной коры в этот геологический интервал произошло внедрение мафит-ультрамафитового комплекса до какого-то уровня коры.

Возможно, какая-то часть этих интрузий была выдвинута к поверхности дна и вовлечена в разрушение и седиментацию. На следующем, наиболее крупном этапе (в среднемеловое время) растяжение коры сосредотачивается примерно в тех же зонах глубинных разломов.

С начальной стадией среднемелового рифтогенеза связано накопление мелководных карбонатных и терригенно-пирокластических формаций (альб-сеноман). Дальнейшее резкое утонение континентальной коры

сопровождается ее разрывом, мантийным диапиризмом, новообразованием коры океанического типа. Главные массы протрузий ультрабазитов сосредоточены в зоне наибольшей проницаемости и, следовательно, в зоне наибольших мощностей кремнисто-вулканогенной формации, сложенной наиболее глубоководными разностями отложений и вулканитов. Ультрабазиты обнаруживают близвертикальные с ними тектонические контакты.

Менее глубоководные отложения и вулканиты краевых разрезов офиолитовых зон включают мелкие протрузии ультрабазитов, серпентинизированные чаще нацело. Они сонаходятся в зонах пологих разрывов с бластомилонитами и другими сланцами, возникшими по кремнисто-вулканогенной толще. По мере сближения тектонического подложья комплекса обрамления, протрузии продолжают нагнетаться по зонам разломов, проникая все далее в краевые разломы (рис.12).

В среднем мелу протрузиями могли быть с какого-то уровня коры прихвачены и подняты к поверхности ультрабазиты позднеюрского этапа растяжения. Объемы их, видимо, незначительны. Пространственно они могли быть размещены не только в зоне наибольшего растяжения офиолитового трога, но и по ее краям.

Итак, в осевой части трога были размещены главные объемы ультрабазитовых протрузий. Глубокое проникновение здесь по разломам фреатических вод определяет глубоко залегающий фронт охлаждения мантийных горячих диапиров. В краевых частях трога, где гидростатическое давление было сравнительно низким, вывод к поверхности горячих мантийных выплавок и возникновение пироконтактов с вмещающими осадками более вероятен. Итак, можно сделать вывод о двоякой интрузивно-протрузивной природе ультрабазитов (Абовян, 1981; Сатиан, 1979). До какого-то уровня коры они проникали как интрузии, появление же их на поверхности вызвано не размывом вышележащих отложений, а результатом серпентинизации и увеличения объема массива и протрузивного перемещения. На заключительной стадии офиолитового этапа подъем к поверхности протрузий ультрабазитов резко нарастает. Доказательством тому - крупные олистолиты и олистоплаки серпентинитов в базальных частях разреза грауванковой формации надофиолитового чехла.

Сочетания сжатия (региональный фактор) с расширением объема за счет серпентинизации ультрабазитов (локальный фактор), видимо, и являются главными предпосылками ускоренного подъема серпентинизи-

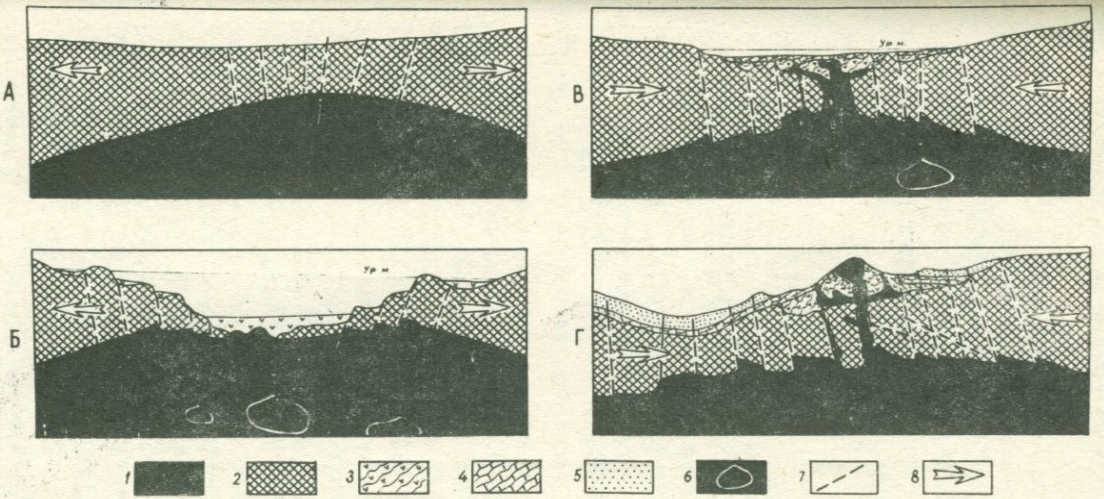

Рис.12. Схема стадийности развития офиолитовых трогов и формирования параавтохтонов. А.*Ранняя стадия*. Утонение континентальной коры при растяжении и воздымание зеркала мантийного диапира. Б. *Главная офиолитовая стадия*. Растяжение континентальной коры до разрыва сплошности, мантийный диапиризм, базальтоидный вулканизм (с начала компрессии появление дифференциатов), накопление глубоководных осадков. В. *Постофиолитовая стадия*. Компрессия офиолитового трога, образование тектонического подложья континентальной коры, протрузивное выжимание ультрабазитов (серпентинизированных), смятие пород кремнисто-вулканогенной формации, формирование внутренних офиолитовых поднятий и сопряженных прогибов, накопление пород на офиолитового чехла (граувакковая и др. формации). Г. *Постофиолитовая стадия* (продолжение). Дальнейшая компрессия офиолитовой сутуры, протрузии ультрабазитов, формирование надвигово-чешуйчатой структуры офиолитового параавтохтона.

1.Мантийный диапир. 2.Континентальная кора. 3.Кремнисто-вулканогенная формация. 4 и 5.Известняковая и граувакковая формации надофиолитового чехла. 6.Магматические очаги в мантии. 7.Разломы. 8.Направления тектонических сил (сжатие, растяжение)

рованных ультрабазитов к поверхности коры и вовлечения их в размыв.

Было показано, что в гораздо большем числе офиолитовые зоны в Апеннинах, Альпах, на юге Передней Азии размещены в виде покровов.

Многопластинчатые покровы с офиолитами слагают протяженные выходы от Ликии на западе до Омана на востоке, выявлены они и в строении более восточных офиолитовых сутур, в Индии. Область их развития в палеозое представляла платформу, которая в позднем триасе была расчленена зонами рифтогенеза. Именно в это время уже закладываются основные черты тектонической структуры, которые затем наследуются и развиваются на этапе офиолитового магматизма и осадконакопления в средне-верхнемеловое время. Для этой зоны неоднократно рассматривалась довольно упрощенная схема строения пакета многопластинчатых покровов: верхняя пластина гипербазитовая, ниже - кремнисто-вулканогенная пластина, под нею горизонт с экзотическими глыбами осадочных и вулканогенно-осадочных отложений перми и триаса и, наконец, платформенные отложения автохтона. Эта схема оказывается пригодной для характеристики лишь некоторых из восточных разрезов.

Было отмечено, что лийийские разрезы характеризуются гораздо более многообразными соотношениями офиолитовых пластин с мощным офиолитовым меланжем, скорее олистостромой, осложненной поздней тектоникой, сложное строение имеет и нижняя часть разреза пакета покровов.

В покровах Анталья верхняя пластина известняковая (триас-мел). В Омане верхней пластиной оказывается не гипербазитовая, а кремнисто-вулканогенная(покров Батина), сходная по составу с пластиной Хавасина.

Не для всех из этих разрезов показательно под гипербазитовой пластиной амфиболитовое основание. От Ликии до Омана тектонические условия возникновения пород меловой офиолитовой ассоциации и становления их в структуре континента оказываются весьма варьирующими. При обсуждении тектонических реконструкций (Glenie , 1974; Graham , 1979; Searle e.a. , 1983; Kazmin e.a. , 1986) выявляются разные точки зрения по вопросу о месте возникновения кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии - в краевом ли бассейне совместно с гипербазитами (и габброидами) или же в океанической обстановке, за "внутренней платформой", проблематичен генезис гори-

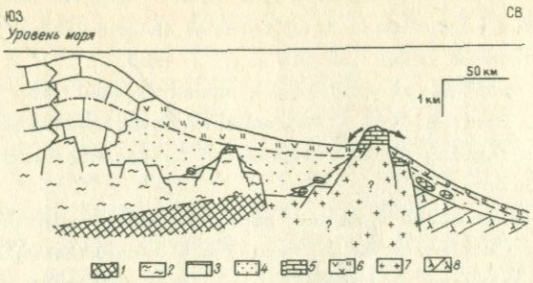

Рис.13. Палеогеологический разрез Омана для раннемелового времени (по Graham , 1979).
1.Кристаллический фундамент (до рифтогенеза).
2.Отложения континентально-коровые. Допермские.
3.Шельфовые отложения пермские-позднемеловые.
4.Кремнистые отложения триаса. Серия Хавасина.
5.Пермо-триасовые карбонатные отложения (в т.ч. экзотические блоки). 6.Юрские и среднемеловые отложения серии Хавасина. 7.Основные интрузивы и эффузивы, главным образом триаса. 8.Океаническая кора

зонта с экзотическими глыбами: возник ли он в связи с шарьированием офиолитов через поднятие "внутренней платформы" (рис.13) или же часть его накопилась во внутреннем бассейне и др. В Омане латерально более краевая позиция покрова Батина позволяет предположить, что этими отложениями ограничивается с северо-востока область развития гипербазитов. Тем самым возникновение гипербазитов в одном бассейне с комплексом Хавасина (Kazmin e.a. , 1986) находит большое подтверждение, а дискретный тип вулканизма с известково-щелочными продуктами вулканизма в верхах разреза еще более подтверждают задуговую тектоническую обстановку вулканизма (Pearce , 1979). Необходимо учитывать наличие расположенных к северу офиолитовых покровов Макрана, и тем самым возникает предположение о разнонаправленных перемещениях офиолитов и на юг, и на север. Не исключено, однако существования двух обособленных бассейнов в оманском пересечении. Оманские офиолитовые разрезы демонстрируют более высокий уровень становления петрологической границы М, развитие обстановки СОХ, в пределах которой формировались толеиты, умбры и охры, а также сульфидные руды. Вместе с тем, и в Омане обнаруживаются признаки латеральных вариаций состава офиолитовых разрезов с

переходом к нетипичной офиолитовой серии, каковой являются разрезы зоны Дибба, где широко представлены анкарамитовые эффузивы, трахиты, щелочные дайки (Searle e.a. , 1983).

Сходные проблемы тектонических реконструкций имеются и для зоны Загроса. Отметим, что в многопластинчатые покровные структуры Загроса вовлекаются также мезозойские платформенные образования (комплекс Бизитун).

От Бассит на север к Хатаи офиолиты менее дислоцированы, развиты мощные ультрамафитовые тектониты и кумулятивный комплекс. Продукты вулканизма по геохимической характеристике принадлежат океанической обстановке. Разрезы Бассит, где характерны щелочные продукты вулканизма ,занимают, видимо, краевую позицию относительно оси южной ветви Тетиса. Однако неясна южная бортовая зона этого бассейна. Поднятием Эратосфена, расположенным к югу от Троодоса, где и предполагаются корневые зоны покровов, видимо, не ограничивается южная область офиолитовых покровов аквэториальной части восточного Средиземноморья. По результатам бурения в море Леванта (Robertson e.a. , 1986) установлено, что эта область также была охвачена рифтогенезом в триасе (раннем и позднем), а также в лейасе.

Было показано, что в строении многопластинчатых покровов Анталья, Ликии, помимо позднетриасовых вулканитов и осадочных пород имеются также меловые и юрские карбонатные, кремнистые отложения, а также местами и вулканиты. Как видно, в покровную структуру вовлечены и более древние, и одновозрастные офиолитам осадочные и вулканические комплексы. В частности в разрезе пакета покровов над гипербазитовой пластиной местами размещается пластина пермо-триасовых известняков, а также пластины известняков средней-поздней юры и нижнего мела; в составе покровов имеются также пластины вулканического палеозоя.

В этой связи отметим следующее.

Область Ликийского Тавра до Загроса и Омана обычно рассматривается как платформенная зона палеозоя. Новые данные по региональной геологии показали широкое развитие пермского вулканизма вдоль всего юго-западного Ирана (Berberian , 1983), пермская базальт-граувакковая толща развита на севере Загроса (Штеклин, 1976). В "необычной для Ирана фации среднего палеозоя", южнее г.Джульфы отмечено переслаивание вулканитов с известняками нижнего карбона (Stepanov e.a., 1969).

По результатам исследований последних лет (Weber-Diefenbach e.a., 1986) в связи с палеозойскими метаморфическими комплексами северного и центрального Ирана (Анарак), а также в зоне Сирджан-Исфандаг выявлены ультрамафиты. Предполагается, что на севере Ирана сутура обозначает раздел со Скифско-Туранской плитой, а офиолиты Мешхеда и Талыша являются остатками Палеотетиса. В зоне Сирджан, Исфандаг, Мануджан (юз Ирана) ультрабазиты отмечают палеозойский рифт внутри платформы, а наличие изолированных выходов офиолитов в центральном Иране (Анарак), вероятно, связано с вторичным рифтом, либо находятся они во вторичном залегании. Важно отметить, что все указанные находки среди метаморфических сланцев палеозоя офиолитов связаны с зонами глубинных разломов, которые наследуются в позднем мезозое с образованием офиолитовой ассоциации.

Потоки пиллоу-лав, горизонты туфов имеются в разрезе средней перми Хадымского покрова западного Тавра, продукты вулканизма выявлены в горах Гекдаг, где они перекрыты известняками и кварцитами перми и карбона (Brunn e.a., 1971). К юго-востоку от массива Мендерес отмечаются продукты основного вулканизма в разрезе поздней перми (Bremer , 1971). Вулканические продукты имеются в разрезе Бейшехир-Хойранского покрова, перекрытые стратиграфически известняками среднего триаса и, возможно, относящиеся к верхам палеозоя. В разрезе промежуточного аллохтонного комплекса Ликийского покрова пермские калькарениты чередуются с пиллоу-лавами(Brunn e.a., 1971). Все эти данные нельзя не учитывать при тектонической характеристике домезозойского основания, на котором были заложены позднепалеозойские и триасовые рифты и, наконец, офиолитовые троги среднего-позднего мела. Это, очевидно, менее стабильные платформенные области, в пределах которых от девона до перми имели место процессы рифтогенеза. Они, безусловно, отличаются от платформенных палеозойских разрезов Аравийского полуострова.

Итак, на юге Передней Азии палеозойские зоны рифтогенеза наследуются мезозойскими рифтами и офиолитовыми прогибами. Возможна также их связь с глубинными разломами байкальского этапа (Штеклин, 1979).

Сближенные пространственные соотношения позднемеловых офиолитовых трогов с более древними шовными зонами противоречат плитотектоническим реконструкциям обширного океана Палеотетис (Адамия и др., 1979).

Альтернативным является предположение о наличии в палеозое *малого океанического бассейна*. Новые палеомагнитные реконструкции А.Смита (устное сообщение Казьмина В.Г.) как-будто подтверждают эту схему.

Возникновение крупных многопластинчатых покровов на юге Передней Азии и параавтохтонов офиолитов к северу от них могут быть объяснены наиболее близким их размещением относительно Аравийской плиты. При восточном дрейфе Афро-Аравийского континента с последующим разворотом против часовой стрелки, основные напряжения сжатия были реализованы в прилегающей системе офиолитовых трогов, а именно в полосе Ликия - Кипр - Бассит - Оман. Насыщенность разреза пластификаторами (серпентинитами), высокий уровень стояния петрологической границы М предопределил наибольший коэффициент сжатия новообразованной коры и прилегающих блоков обрамления и привел к формированию пакета многопластинчатых покровов, а на более поздней стадии - и ретрошарьяжей. Между тем расположенные севернее этой зоны офиолитовые прогибы не испытали столь интенсивного сжатия и соответственно в этой области покровы крайне редки, амплитуда их перемещения небольшая (первые км), а преобладающая структурная позиция офиолитов в этом регионе параавтохтонная. В местах пересечения близширотных офиолитовых сутур с поперечными трансрегиональными линеаментами (разломами), как например, в районе Анкары, имело место меланжирование офиолитов и большее их смещение относительно корневых зон.

Время возникновения горизонта с экзотическими глыбами скорее всего синхронно началу компрессии офиолитовых трогов и обновлению рельефа периферических внутренних поднятий пород дооофиолитовой серии. География развития экзотических блоков не ограничивается южной частью переднеазиатского сектора, а охватывает также более северные офиолитовые сутуры в районе Мендереса, в Северо-Анатолийской зоне ("осадочный меланж"), редкие глыбы триасовых известняков выявлены в Севанской зоне и в ее Акеринском сегменте. Но масштабы их развития здесь, безусловно, гораздо более ограничены. Самостоятельных горизонтов олистостром, как правило, нет. Экзотические блоки размещены чаще в разрезе кремнисто-вулканогенных формаций.

Рассмотрим возникновение и размещения офиолитовых покровов области центрального Средиземноморья и западных Балкан. Исследова-

ниями последних лет было выяснено достаточно большое разнообразие офиолитовых разрезов в области Апеннин и Альп. В первом приближении с точки зрения их структурной принадлежности могут быть выделены две группы: первая объединяет разрезы, породы которых имеют ряд важнейших признаков океанической обстановки накопления, во вторую группу могут быть объединены также немалое число разрезов, которые по тем же критериям и литолого-петрологическим, и другим относятся к периконтинентальной тектонической ситуации - определение, конечно, еще недостаточно расшифрованное в подробностях, но очевидно, эти образования существенно отличаются от более глубоководных, океанических. Наглядные примеры и тех, и других были приведены в предыдущих разделах.

Заложение бассейнов, вместивших эти накопления, происходило в средне-позднеюрское время на гетерогенном основании. В одних случаях они наследуют зоны предшествующего рифтогенеза платформ. Таковы зоны пермского рифтогенеза в Пеннинской зоне, возможно, и в Лигурийско-Тирренском регионе, зоны позднетриасового рифтогенеза в восточных Альпах и Динаро-Эллинидах. В раннеюрское время эта обширная область представляла мелководный сложно построенный бассейн с внутренними поднятиями и узкими более глубоководными приразломными депрессиями, где накапливались преимущественно карбонатные отложения (Bernoulli e.a. , 1974).

Датировки по цирконам из габбро показали, что к среднеюрскому времени, видимо, относится начало нового этапа рифтогенеза, завершившегося офиолитообразованием в этом регионе: формированием недифференцированных толеит-базальтовых серий в океанической обстановке и вулканокласто-базальтовой (с проявлением и щелочных базальтов) серии в периконтинентальной обстановке. Суммарные мощности этих формаций весьма малы по сравнению с мощностью современной океанической коры. Кроме того, существенно лерцолитовый состав ультрабазитов и некоторые другие особенности строения офиолитовой серии и зон обрамления, свидетельствующие о возможности ее накоплении в малых океанических бассейнах, привели к убеждению об уникальности региональных офиолитовых разрезов, далеко несоответствующих "стандартной" океанической коре современных океанов(Italian working group , 1979; Beccaluva e.a. , 1979; Coleman, 1984; Lemoine e.a. , 1984; Vuichard , 1984). Обращается внимание на то, что плитотектоническая модель юрского крупного океанического бас-

сейна с зоной субдукции недостаточно удовлетворительно подтверждена геологией сопредельных зон континентально-корового строения, в частности, отсутствием устойчивых признаков островодужного вулканизма в их пределах.

Сходная тенденция в развитии взглядов на происхождения офиолитов наблюдается за последнее десятилетие и для региона западных Балкан. Определенность внесли подробные петрологические исследования магматических пород офиолитовых разрезов главных офиолитовых сутур Динаро-Эллинид (Bebien e.a., 1980). Важны были результаты изучения также прочих компонентов офиолитовых разрезов: меланжа, *олистостром, амфиболитового основания и др.* (Dimitrievič , 1974; Grubič , 1974; Majer , 1979).

Существенные латеральные вариации офиолитовых разрезов вдоль офиолитовых зон и вкрест простирания, гранитоидный магматизм в их пределах, а также специфика этих разрезов в каждой из офиолитовых зон Динаро-Эллинид более отвечают схеме существования малых океанических бассейнов, разобщенных корой континентального типа. Конечно, эти бассейны отличались друг от друга по масштабам рифтогенеза коры, проявления мантийного диапиризма, составу продуктов подводного вулканизма, а также тектонической позиции офиолитовых сутур относительно континентальной коры и, в частности, крупных массивов метаморфического комплекса домезозойского основания (Сербско-Македонского и др.). Как и для региона центрального Средиземноморья, в Динаро-Эллинидах наблюдаются примеры латерального вырождения офиолитовых сутур с появлением нетипичных для офиолитовых разрезов щелочных базальтоидов, муджиэритов и более кислых дифференциатов, а также более мелководных осадочных и пирокластических продуктов, которые переслаиваются с эффузивными породами. Многочисленные признаки горячих контактов гипербазитов с вмещающими кремнисто-вулканогенными образованиями сближают эти разрезы с разрезами Омана, Загроса и способствуют возрождению гипотезы излияний ультрабазитовых магм на дно бассейна (Белостоцкий и др., 1980; Pichon e.a., 1985).

Компрессия, относящаяся к концу офиолитового этапа, приводит к деструкциям офиолитовых масс, протрузиям серпентинитов. В одних зонах (Субпелагонийская и др.) образуются покровы офиолитов, тогда *как в других - параавтохтоны (Вардарская зона)*. Именно в области развития параавтохтонов наблюдается наибольшая степень деструкций

первичных соотношений офиолитового разреза и проявления протрузий серпентинитов и меланжа. Как выясняется и на примере офиолитов Передней Азии, структурные особенности офиолитовой серии были обусловлены прежде всего котловинной морфологией трога, близостью его структурной позиции жестким массам континентальной коры Сербско-Македонского массива. Одной из особенностей не только Апеннин-Альпийского сектора, но и Динаро-Эллинид является почти полное отсутствие вулканических продуктов островодужного типа в разрезах континентальной коры платформенного обрамления, как например, в Пелагонийской зоне Эллинид. Возникновение офиолитов в интраокеанических краевых бассейнах в этом случае мало вероятно. Современные подобные бассейны, скорее всего могут образоваться при расщеплении фронтальных частей более древних островных дуг. Между тем, в геологии Динаро-Эллинид древние островодужные системы неизвестны. Пелагонийская зона, например, по строению и истории развития более отвечает пассивным окраинам. Для объяснения формирования офиолитовых покровов выдвинуто предположение, что молодая новообразованная океаническая кора субдуктирует под древнюю океаническую кору (например позднетриасовую) и вследствии наличия встречной восходящей ветви астеносферного потока молодая океаническая кора отклоняется в обратном первоначальному движению направлении, происходит как бы ее "закручивание назад", возникает субдукционная зона не под островную дугу, а внутри океанического бассейна (см. Robertson e.a., 1984). Отторженцы от новообразованной океанической коры перемещаются в направлении островной дуги, размещаясь далее над субдукционной зоной. Континентальная (или переходного типа) кора, как полагают, не должна быть подвергнута термальному разогреву, который является причиной синхронного оровулканизма. Такая гипотетическая схема должна объяснить отсутствие или слабое проявление островодужного вулканизма Пелагонийской зоны и ей подобных. Однако нельзя не отметить, что более древние, позднетриасовые вулканиты этой зоны имеют внутриплитовую геохимическую характеристику. Модель "обратного закручивания" не подтверждена еще на примере активных окраин (Robertson e.a., 1984). Наконец, эта гипотетическая схема является "слабой", поскольку ставит целью объяснение только одной из многочисленных особенностей строения офиолитовых разрезов и сопряженных разрезов платформенного типа, не решая проблемы в ее совокупности.

7 - 1462

Итак, современное состояние проблемы, ввиду ее чрезвычайной сложности, таково, что создание некоей унифицированной схемы офиолитообразования, вероятно, было бы ошибочным. Как следует из вышеизложенного, офиолитообразование многообразно, и очевидна необходимость разработки не одной, а нескольких моделей.

Модель возникновения офиолитовой ассоциации в пределах СОХ и последующей обдукции части океанической коры на край континента оказалась наименее подтвержденной современной геологией и петрологией срединно-хребтовых и переходных зон.

Модель возникновения офиолитовой ассоциации в краевом бассейне к области Мезотетис имеет ограниченное приложение. Офиолитовая ассоциация области Передней Азии не вписывается в эту схему. Офиолитовые разрезы центрального Средиземноморья если и представляют океаническую кору краевых сопряженных морей, то проблема наиболее глубоководной океанической ванны этой области, как видно, не решена. Р.Колман (Coleman , 1984) настаивает ныне на полном поглощении коры океана. По его мнению, в складчатых зонах представлены фрагменты офиолитов краевых бассейнов.

Третья модель офиолитообразования - ограниченного рифтогенеза континентальной коры с развитием инициального спрединга - более приемлема к передневазиатским офиолитовым зонам.

Во всех рассматриваемых схемах образование офиолитовой ассоциации сопряжено с растяжением коры континентального типа, ее утонением и разрывом, мантийным диапиризмом, базальтоидным вулканизмом и глубоководной седиментацией. Однако не менее важны достоверные сведения о неодновременности растяжения литосферы в области Мезотетис и миграции зон растяжения и офиолитообразования от центрального Средиземноморья (верхняя-средняя юра - низы неокома) на восток, в Переднюю Азию (средний-верхний мел). Эти данные являются важнейшими признаками существования крупных разделов в литосфере этих регионов и разномасштабного проявления в каждом из них растяжения, в зависимости от кинематики главных ограничительных литосферных плит.

Надо полагать, что мантийный диапиризм в последовательности геологических событий следует за растяжением. На зрелом же этапе рифтогенеза при переходе к спредингу его значение, в механизме растяжения и спрединга, резко возрастает ввиду дополнительных сил, которые возникают за счет серпентинизации и разуплотнения вещества

мантии. В условиях растяжения со сдвигом в поздней юре в центральном Средиземноморье возникли офиолитовые прогибы апеннинского типа. В области Передней Азии в среднем мелу произошел ограниченный рифтогенез и возник начальный спрединг; геодинамике этого региона типично чередование кратковременных этапов растяжения и сжатия, с общей тенденцией нарастания сжатия и регенерации континентальной коры.

Не менее, если не более проблематичным, остается вопрос о тектонических условиях вовлечения в покровы офиолитов, возникших в разных генетических (и морфологических) типах бассейнов.

По мере накопления знаний о строении и составе пород офиолитовой ассоциации области Тетис гипотеза их возникновения в океанических бассейнах претерпела ряд метаморфоз. По мнению большинства исследователей, наиболее вероятной обстановкой формирования офиолитовой ассоциации являются малые океанические бассейны. Из этого следует, что подобно Красноморскому рифту, малые бассейны отличаются от океанов не только своими размерами. Прежде всего эта группа бассейнов не имела развитых зон субдукции или же зоны субдукции отсутствовали вообще. Из этих предпосылок следует важный вывод - шарьирование на континентальное обрамление офиолитов осуществлялось не спрединг-субдукционным механизмом (обдукцией), а сближением литосферных блоков обрамления, сжатием офиолитовой массы и выжиманием их на край обрамления. Такая упрощенная схема вместе с тем предполагает существенную деформацию офиолитовых масс, ее деструкции вплоть до возникновения меланжа. Между тем, как было показано, меланж если и доминирует в строении офиолитов, то лишь фрагментами на протяжении офиолитовых сутур. Наконец, меланж весьма слабо представлен в краевых сутурах и не типичен для офиолитовых разрезов Лигурии, Альп и части Динаро-Эллинид. И.И.Белостоцкий (1985) показал, что в покровообразовании немалая роль принадлежит гравитационным силам. Однако тангециальное тектоническое сжатие все же остается главнейшим механизмом возникновения покровов. Возможно ли формирование покровов до наступления коллизии? Предполагается отсутствие полной коллизии обрамления (континентов) в пересечении от Загроса к Оману. Между тем покровы в этой области весьма крупные, а амплитуда перемещения, например, оманских определяется порядка 200 км. Надо полагать, что покровы образуются многообразно в результате сложного сочетания сил тектонического сжатия и

гравитационных срывов. Образование покровов в каждом конкретном примере требует обсуждения комплекса предпосылок, таких как морфология бассейна, направление прилагаемых сил, соотношение тектонических сил и сил гравитационных, скорость сближения блоков обрамления, насыщенность офиолитового разреза пластификаторами, изначальная разобщенность офиолитовой серии разрывами и их ориентация относительно направления сжатия прогиба, уровень мантийного диапира, его термальное состояние, соотношение объемов габброидов и перидотитов и ряд других. Для возникновения близгоризонтальных зон динамотермального метаморфизма (амфиболитового основания) необходимым является либо силлоподобное внедрение горячих пластин гипербазитов в кремнисто-вулканогенную толщу, как например, в некоторых разрезах Динарид (Белостоцкий и др., 1980), либо выжимание горячей пластины гипербазитов и перекрытие ею осадков, как например, в Омане. Означает ли отсутствие амфиболитового основания в покровах офиолитов Лигурии и Альп (Пьемонта), что ультрабазиты здесь были к моменту формирования покровов (верхний мел-палеоген) холодными и в чем тогда причина сохранившихся в этих разрезах стратиграфических соотношений между гипербазитами и вышележащими базальтами? Реологические свойства холодных гипербазитов, казалось бы, более способствуют сколам и образованию многопластинчатых покровов.

Весьма слабое развитие серпентинитовых протрузий, низкий уровень их поднятия - не выше базальтового горизонта и, наконец, отсутствие типичного тектонического меланжа, развитие характерной для лигурийских разрезов складчатости - крупных пологих складок без срывов первичных соотношений между компонентами офиолитовой серии - эти признаки отличают покровные структуры Лигурии от многопластинчатых покровов Восточно-Средиземноморской-Оманской зоны и от варьирующих по строению,от надвигово-чешуйчатых зон до многопластинчатых покровов Динаро-Эллинид. Эти признаки указывают на своеобразие геодинамики не только офиолитообразования, но и покровообразования в области Лигурии. Сжатие офиолитовых масс, очевидно, здесь не было значительным и коллизии континентального обрамления не произошло. Покровы офиолитов,видимо, возникли в связи с образованием крупного поднятия офиолитовых масс (причиной тому послужила, вероятно, надрегиональная активизация астеносферы к позднему мелу). Возникновение покровов было связано с гравитационны-

ми срывами в офиолитовых массах. Судя по строению разрезов покровных единиц, такие срывы охватывали глубокие части офиолитового разреза, вплоть до гипербазитов (лерцолитов) и, по всей вероятности, зоны срывов наследовали конседиментационные разломы, трансформные и прочие, которые предполагаются в этом регионе на этапе офиолитообразования (Abbate e.a., 1984).

Возможно ли, чтобы из исходных покровных масс с ненарушенными соотношениями главных компонентов офиолитового разреза возникли покровы многопластинчатые? Признаки срывов в офиолитовом разрезе, как было показано, уже отчетливо картируются в краевых частях офиолитов: на Эльбе и Корсике, в восточных Альпах и в краевых частях Пьемонта (Комбин). Примером более значительного фронтального разобщения офиолитового разреза на ряд индивидуализированных пластин могут служить разрезы Тосканы,Эмилианских Апеннин (Terranova e.a., 1982). Нередко в них обозначается девертикуляция: гипербазитовая пластина оказывается верхней. Но это, безусловно, иной случай девертикуляции, чем в Восточно-Средиземноморской-Оманской зоне, поскольку во внешних Лигуридах офиолитовые пластины покровов находятся в сообществе с пластинами более молодых отложений, флишевых и других (верхнего мела, палеогена). Между тем, в Омане, Загросе и ряде других разрезов офиолитовые пластины сонаходятся с пластинами одновозрастных или более древних образований, а также породами параавтохтона и автохтона.В области Апеннин и Альп как видно, выдвижение покровов на обрамление и дальнейший процесс образования покровов проходил длительнее по отношению к этапу офиолитообразования. Между тем в Загросе, Омане и в ряде других частей этой зоны покровообразование происходило за более короткий интервал геологического времени относительно рубежа завершения офиолитообразования. Процесс компрессии офиолитовых трогов в этом регионе шел, следовательно, интенсивнее, за более короткий промежуток времени. Причем нельзя не отметить корреляцию этих. довольно различных механизмов покровообразования с исходной обстановкой накопления офиолитовой ассоциации: более глубоководной в Апеннинах и Пьемонте и менее глубоководной - в Омане, Загросе, Бассите и в ряде других частей протяженной зоны развития многопластинчатых покровов. В Лигурии и Пьемонте,как видно, шарьирование происходило еще с той разницей, что в фронтальной части обширного покровного сооружения оказались более краевые разрезы офиолитовой серии (внеш-

ние Лигуриды, например), а более глубоководные - в тылу. В Омане и сопредельных разрезах этой зоны наиболее осевая в бассейне - гипербазитовая пластина транслируется до места нахождения мелководных синхронных отложений, а местами и перекрывается еще более латерально отдаленной пластиной, типа покрова Батина. Механизм покровообразования, учитывая многоэтапность этого процесса за длительный геологический интервал, а в некоторых регионах продолжающийся активно и поныне, нуждается в моделировании и теоретических расчетах. Проведенными исследованиями выявлены лишь наиболее общие корреляционные связи между средой накопления офиолитовой ассоциации (тектонической обстановкой) и структурными особенностями офиолитовых покровов, выдвигаемых на обрамление.

Г л а в а 1У

НЕКОТОРЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

4.1. О механизме тектонического продавливания гипербазитовой магмы

Рассмотрим простейшую модель проникновения гипербазитовой магмы в литосферу в предположении, что резервуар магмы находится внутри астеносферы, а данная область литосферы под воздействием внешних стрессовых сил прогибается и давит на астеносферу.

Обозначим мощность литосферы H, радиус R, плотность $\rho_к$, ускорение силы тяжести g, коэффициент Пуассона ν, модуль Юнга $E = \rho_к g R(1-2\nu)$, жесткость изгиба $B = EH^3/12(1-\nu^2)$, плотность астеносферы ρ_a, давление радиальной колонны литосферы на астеносферу $q_н = \rho_к g H$, противодавление астеносферы $q_к$, распределенное давление P, величину прогибания W.

Естественным состоянием литосферы принято считать изостатическое состояние (близкое к гидростатическому), при котором литосфера изображается в виде мозаичной системы жестких блоков, между которыми располагаются либо зоны разломов, либо геосинклинальные зоны смятий, либо рифтовые зоны срединноокеанических хребтов. В этом идеализированном случае в пределах каждой такой плиты $q_н - q_к = 0$, но поскольку литосфера находится перманентно в напряженном состоянии, на что в частности указывают значительные аномалии силы тяжести в изостатической редукции, то в общем случае $q_н \neq q_к$, и имеет место условие

$$q_н - q_к = P. \qquad (1.1)$$

Г.Джеффрис (1960) показал, что изостатическое равновесие практически достигается также в случае упругого прогибания литосферы, если прогибанием охватываются области с поперечными размерами не менее 450 км. Задаваясь гармоническим типом действия деформирующей нагрузки на литосферу, он выразил отношение вертикальной уп-

ругой деформации срединной поверхности литосферы W к деформации W' при полном изостатическом ее равновесии формулой $W/W'=g\rho_к/f$ и показал, что изостатическое равновесие достигается, если параметр f, зависящий от мощности, упругих свойств литосферы и ее субстрата, меньше 1; если же $f \gg 1$, то W составит лишь малую долю от W', и изостатическое равновесие будет достигнуто лишь частично.

Прежде чем перейти к вопросам деформации литосферы, напомним задачу Эйлера о продольном изгибе колонны (или длинной прямоугольной пластины), подверженной совместному действию внешней осевой силы $\mathcal{P}_1$ и силы собственного веса Q_1 (см.рис.14).

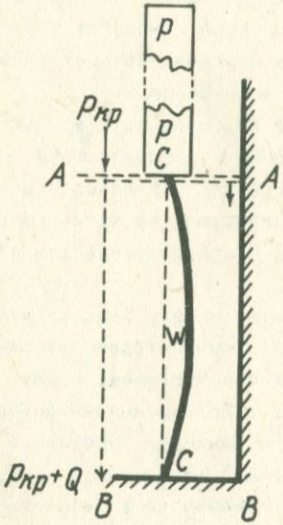

Рис.14. Весомая колонна CC с обоими опертыми концами под действием собственного веса Q и веса внешней наложенной нагрузки P испытывает продольный изгиб. При некоторой критической длине весомая колонна испытывает изгиб под влиянием одного лишь собственного веса $Q_{кр}$

Колонна давит на свое основание силой $\mathcal{P} = \mathcal{P}_1 + Q$ (1.2), и первое критическое значение силы $\mathcal{P}_{кр}$, при котором колонна, изгибаясь, образует необратимую полуволну приведенной длины L, равняется

$$\mathcal{P}'_{кр} = \mathcal{P}_{1кр} + Q = \frac{\pi^2 B}{L^2}. \qquad (1.3)$$

Когда критическое значение сжимающегося напряжения $\sigma'_{кр} = \mathcal{P}'_{кр}/H$ существенно превышает предел прочности материала колонны (предел текучести), то происходит разрушение колонны. Так, если предел прочности арматурного железа взять равным σ_s =2100 кг/см², а плот-

ность ρ = 0,0075 кг/см³, то высота колонны, при которой она теряет устойчивость и разрушается, будет ℓ = 2100/0,0075 = $3\cdot10^5$см = = 3000 м.

Для колонн, высота которых на 1-2 порядка меньше, чем σ_s/ρ, собственным весом колонны пренебрегают и учитывают лишь нагрузку $\mathcal{P}_1$, наложенную на колонну сверху. Во многих широко известных исследованиях по применению уравнений Эйлера для оценки устойчивости литосферы использованы приближенные расчетные формулы технической механики, игнорирующие влиянием собственного веса колонны, т.е. в нашем случае собственным весом колонны $Q=\rho g\ell$. Более того, неучет роли Q в уравнениях изгиба литосферы приводил к оценке напряжений потери устойчивости до - 40000-80000 кг/см², что на 1-2 порядка больше предела прочности литосферы; на этом основании исключалась возможность потери устойчивости литосферы в упругой области. При анализе проблемы латерального изгиба и упругой устойчивости литосферы последняя рассматривается как пологая жесткая сферическая оболочка (в грубом приближении как пластина), залегающая на упругом субстрате, представляемом текучими квазимагматическими массами астеносферы.

Одним из механизмов необратимых деформаций литосферы является вытягивание Земли в направлении оси вращения вследствие торможения вращения, обусловленного лунно-солнечным приливом. При таком замедлении вращения (уменьшении центробежных сил), к примеру, экваториальное кольцо литосферы, безусловно, будет сжиматься и сокращаться, а эффект уменьшения будет концентрироваться поначалу в наименее жестких, податливых областях кольца. Согласно теории Эйлера, ширина прогибов (длина полуволны), образующихся в этом литосферном кольце при его окружном сжатии, определяется формулой

$$L=\pi a=\pi\sqrt[4]{\frac{B}{\alpha\rho_s}}, \tag{1.4}$$

а вес одной прогнутой зоны литосферы в единице ширины

$$Q=\rho_k\alpha=\pi a\rho_k, \tag{1.5}$$

где α - коэффициент, характеризующий деформируемость субстрата.

На рис.15 показана схема синусоидального изгиба полосы литосферы. Подставляя значения (1.4) и (1.5) в (1.3) и учитывая, что внешняя горизонтальная сила $\mathcal{P}_{1кр}=\sigma_{1кр}H$, получаем

$$\mathcal{P}_{1кр}=\mathcal{P}_{кр}-Q=2\alpha\rho_s a^2-\pi Ha\rho_k. \tag{1.6}$$

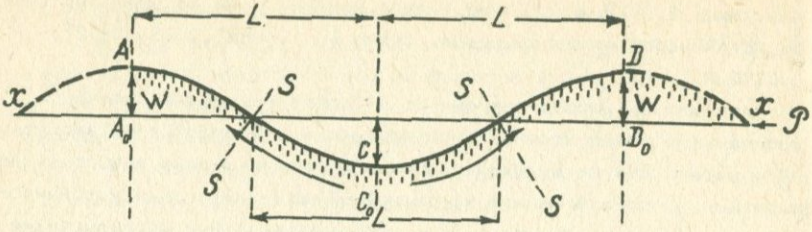

Рис.15. Профиль синусоидально изогнутой литосферы: L - длина полуволны (ширина прогибов и поднятий), W - стрела прогиба, $\mathcal{P}_x$ - сжимающая сила вдоль координатной линии (абсциссы) XX, SS - линии максимума срезывающих усилий, фиксирующихся на местах изменения знака ординаты

Если внешняя сжимающая сила отсутствует, т.е. если $\mathcal{P}_1 = 0$ и соответственно $Qa = 2\pi B$, и прогиб литосферы возникает под влиянием собственного ее веса, то из (1.6) следует, что в этом случае мощность литосферы должна равняться по меньшей мере величине

$$H_{кр} = \frac{2}{3}\left(\frac{\alpha \rho_s}{\rho_к}\right)^3 \frac{R}{\pi^4(1-\nu^2)}. \qquad (1.7)$$

Для модели Земли В.Буллена с ρ_s = 3,86 г/см³, $\rho_к$ = 3,13 г/см³, ν = 0,25, α = 1 (квазимагматический полужидкий субстрат) получаем при R = 6371 км, $H_{кр}$ = 80 км, для модели же Берча с ρ_s = 3,48г/см³, $\rho_к$ = 3,04 г/см³, $H_{кр}$ = 70 км, вязкость на этой глубине $4 \cdot 10^{20}$ пуаз. Для земной коры при $\rho_к$ = 2,76 г/см³, ρ_s = 3,31 г/см³, α = 1 и ν = =0,25 получаем $H_{кр}$ = 80 км. Таким образом, если литосфера покоится на жидком субстрате (α = 1), а мощность ее превышает 70-80 км, то она под влиянием одного лишь собственного веса теряет устойчивость и коробится. Если вещество субстрата находится в твердопластичном состоянии, то коэффициент α будет существенно больше единицы, и H в (1.7) будет существенно больше 80 км. В сводке Ф.Пресса(Press, 1970) мощность литосферы для океанических областей оценена в 70км, для континентальных платформенных областей 140 км, причем плотность ρ_s (в г/см³) в интервале глубин 70-140 км ограничивается условием: под океаническими областями $3,42 \leqslant \rho \leqslant 3,64$, под континентальными платформами $3,93 \leqslant \rho \leqslant 3,62$, под тектонизированными зонами литосферы (хребтами) $3,47 \leqslant \rho \leqslant 3,72$.

Из условия (1.7) следует важный вывод. Если в той или иной области верхней мантии по тем или иным причинам (ограничение теплоотвода, фазовые переходы, зонная плавка, диссипация энергии приливов и др.) происходит переход вещества из относительно твердого состояния в текучее и соответственно коэффициент α уменьшается до единицы, то вышележащая область литосферы под влиянием собственного веса теряет устойчивость. Возможно эпиплатформенные бассейны (прогибы) и синеклизы как континентальные, так и океанические имеют именно такую природу. Достаточно вероятной также представляется связь траппового вулканизма этих бассейнов (синеклиз) с новообразованными гипомагматическими расплавами, возникающими в глубоких недрах этих областей.

Рассмотрим теперь поведение прогибов литосферы в отношении жидких масс, образовавшихся в астеносфере. Согласно теории Винклера, глубина упругого прогиба плиты прямо пропорциональна изгибающей силе и обратно пропорциональна жесткости упругого субстрата. Это условие он выражает простой зависимостью

$$P=-\kappa^{\circ}W=\alpha\rho W. \qquad (1.8)$$

Кроме того, для сферических оболочек W обратно пропорциональна величине $\kappa'=EH/R^2$ (E - модуль упругости, H - толщина, R - радиус оболочки). С учетом этого обстоятельства получаем

$$P=-(\alpha\rho W+EHw/R^2)=-(\kappa^{\circ}+\kappa')W=-\kappa W. \qquad (1.9)$$

Подставляя это значение P в (1.1), получим

$$q_R-q_H=\kappa W. \qquad (1.10)$$

Если два платформенных блока сближаются и сдавливают расположенную между ними более податливую полосу литосферы, образуя тектоген, то сжимающее горизонтальное напряжение достигает значения

$$\sigma_1=\frac{PR}{2H}=\frac{\kappa wR}{2H}. \qquad (1.11)$$

Согласно условию Сан-Венана разность между радиальным и тангенциальным напряжениями литосферы ($\sigma_r-\sigma_\theta$) равняется

$$\sigma_5=\frac{1-2\nu}{1-\nu}\cdot\rho g\varepsilon R\left(\frac{1}{3}-\sin^2\varphi\right). \qquad (1.12)$$

Подставляя сюда $\nu=0{,}25$, $\rho=3{,}05$ г/см³, $g=980$ г/см³ (среднее значение ускорения силы тяжести в литосфере), $\varepsilon=1/298{,}25$ (полярное сжатие литосферы) и $R=6371$ км, получим для экватори-

ального кольца (географическая широта $\varphi = 0$), предел прочности (текучести) литосферы $\sigma_s = 1420$ кг/см², а для полярных областей ($\varphi = 90^0$), $\sigma_{sp} = 2840$ кг/см². Подставляя в (1.11) $R = 6371$ км, $H = 75$ км, $\sigma_1 = 1420$ кг/см², получим $P' = 33$ кг/см². Этому значению распределенной нагрузки P согласно (1.8) при $\alpha = 1$ будет соответствовать упругий (обратимый) прогиб глубиною $W = 100$ м. Судя по тому, что в отдельных интрагеосинклинальных прогибах (тектогенах) мощность осадочного комплекса достигает величины порядка 10-15 км, следует считать, что большие изгибные деформации литосферы происходят безусловно в пластической области при значительном влиянии массы наложенного осадочного комплекса (усиливающего момент изгибающих сил) и латерального оттока масс, подстилающих прогнутую зону литосферы.

Таким образом, выясняется, что уже в упругой области деформации противодавление астеносферы заметно превосходит давление колонны литосферы $q_{\gamma H}$ и если в последней есть каналы в виде зон разломов, зияющих трещин и др., то текучие массы астеносферы должны инъецировать эти каналы, продавливаться через них и подниматься к земной поверхности. В классическом исследовании Андерсона (1952) показано, что уже незначительное превышение противодавления астеносферы над гидростатическим давлением колонны литосферы обеспечивает в условиях продольного изгиба проникновение текучих масс типа горячих ультрамафитов в такие каналы, вплоть до их выхода на дневную поверхность. На рис.16 показана схема, иллюстрирующая рассматриваемый здесь механизм инъекции.

В этой связи следует подчеркнуть следующие существенные различия между условиями разрывообразования, с одной стороны, в пластинках и с другой - в оболочках, являющихся изначальной, *естественно* искривленной формой пластинок.

Растяжение, сопровождающее изгиб плоской пластины, является по сравнению с величиной прогиба пластин эффектом второго рода малости и начинает сказываться тогда, когда глубина прогиба W становится сравнимой с толщиной пластины $H (W \to H)$. Растяжение оболочек, происходящее при изгибе, является по сравнению с величиной прогиба эффектом первого рода малости и четко проявляется даже в случае незначительного изгиба. Как известно, энергия деформации сферы, отнесенная к единице площади ее поверхности $S = 4\pi R^2$ при смещении поверхности сферы на малую радиальную величи-

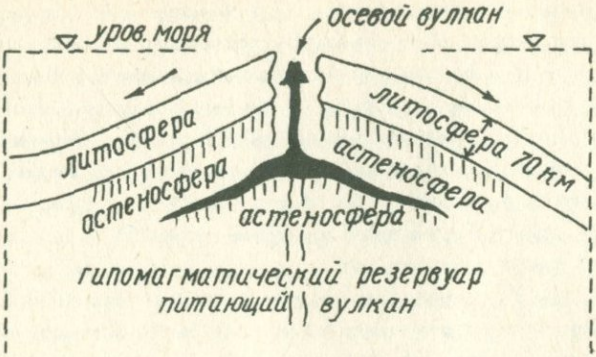

Рис.16. Дивергентный раздвиг литосферы и рифтообразование над зоной глубинного смятия мантии. В стремлении к изостатическому равновесию текучие массы мантии выжимаются вверх в зону раздвига, а наиболее подвижные их разности - магматические расплавы - изливаются через "осевые" вулканы

ну ΔR, равняется $U_1 \approx EH(\Delta R/R)^2$, а энергия чистого изгиба равняется $U_2 \approx EH^3(\Delta R^2/R^4)$ и, следовательно, отношение $U_1/U_2 = R^2/H^2$. Для земной литосферы $R/H = 80$ и $R^2/H^2 = 6400$. Отсюда в полном соответствии с принципом наименьшего действия следует, что при деформации сферической оболочки вероятность возникновения изгибных деформаций и сопряженных с ними разрывных структур растяжения неизмеримо выше вероятности образования деформаций простого сжатия, при котором каждая частица оболочки в ходе всего процесса деформации остается в окружении одних и тех же частиц. Очевидно, в случае сферической оболочки ввиду крайней малости отношения $\Delta R/H$ растяжение начинает проявляться уже при весьма незначительных прогибах оболочки. В целом же, если говорить о замкнутой сферической оболочке мощностью в десятки и тем более сотни километров, она не может изгибаться без растяжения, причем следует иметь в виду, что энергия растяжения существенно больше энергии чистого изгиба.

Известное в механике положение о том, что "никакое трехмерное тело не может быть деформировано так, чтобы отдельные его части сильно переместились в пространстве без возникновения в теле силь-

ных растяжений и сжатий" (Ландау и Лифшиц, 1960), относится полностью к литосфере, обнаруживающей деформации изгиба, растяжения, сдвига и смятия в грандиозных масштабах. Отметим попутно, что большие деформации литосферы, выраженные в формировании геосинклинальных систем, срединноокеанических хребтов и складчатых горных цепей, сопровождаются лишь изменением формы слагающих ее масс (без заметного изменения их объема), т.е. они носят характер деформации сдвига (в широком понимании термина) и развиваются под влиянием тангенциальных сил.

Латеральный синусоидальный изгиб полосы сферической оболочки под совокупным воздействием сжимающей тангенциальной силы, направленной вдоль полосы, и собственного веса прогибаемой зоны литосферы, описывается уравнением

$$B\frac{d^4W}{dx^4} + P_0'\frac{d^2W}{dx^2} + Q\frac{d^2W}{dx^2} + \alpha\rho_s W + \frac{EH}{R^2}W = 0, \qquad (1.13)$$

где x - координатная линия, направленная вдоль горизонтальной оси полосы, W - прогиб, отсчитываемый от недеформированной срединной поверхности полосы.

Для плоской плиты последний член в уравнении (1.13) принимается равным нулю, ввиду того, что для нее $R \approx \infty$. Для невесомой (безмассовой) плиты нулю приравнивается также третий член уравнения (1.13). Обозначая $P_{кр} + Q = \mathcal{P}$ и $\alpha\rho_s + EH/R^2 = K$, приведем (1.13) к виду

$$B\frac{d^4W}{dx^4} + \mathcal{P}\frac{d^2W}{dx^2} + KW = 0 \qquad (1.14)$$

Решение этого уравнения известно. Для первой критической силы

$$\mathcal{P}_{кр} = \mathcal{P}_{кр}' + Q = 2K\sqrt{\frac{B}{K}} = 2\kappa a^2, \qquad (1.15)$$

а длина полуволны (ширина геосинклинального прогиба)

$$L_{кр} = \pi\sqrt[4]{\frac{B}{K}} = \pi a. \qquad (1.16)$$

При отсутствии упругого основания в (1.13) принимается $\alpha\rho_s = 0$, $\kappa = EH/R^2$ и вместо (1.16) получаем

$$L_{\kappa} = \pi\sqrt[4]{\frac{BR^2}{EH}} = \pi\sqrt[4]{\frac{H^2R^2}{12(1-\nu^2)}}, \qquad (1.17)$$

т.е. длину полуволны пустотелой сферической оболочки - литосферы*.

---

* В американской геофизической литературе последних 10-15 лет при рассмотрении проблемы продольного изгиба литосферы обычно ссыла-

Все альпинотипные горные цепи, представленные в виде мегантиклинориев, имеют ширину порядка 200 км, а с учетом сжатия порядка 1/5, палинспастическую ширину $L = 240$ км (Альпы, Карпаты, Б. Кавказ, М.Кавказ, Урал, Копетдаг, Эльбурс, Загрос, Тавры, Анды, Апалачи, Береговой хребет, Кордильеры, островные дуги и др.). Все эти мегантиклинории возникли на месте геосинклинальных прогибов, именуемых иногда тектогенами (по Г.Хессу). Аналогами таких тектогенов являются глубоководные желоба (пояса Вениг-Мейнеса), расположенные по краям океанических платформ вблизи перехода этих платформ к континентальным массивам. Эти желоба шириною порядка 150-250 км имеют глубину до 7 км (считая от среднего уровня океанических платформ) и обнаруживают в своих подкоровых областях значительный дефицит масс, выраженный отрицательными аномалиями силы тяжести, достигающими - 350 мгл (в редукции Буге).

Подставляя в (1.16) указанное наблюдаемое значение ширины первичных тектогенов (будущих мегантиклинориев), получаем $a = 80$ км, что равняется критической мощности литосферы, подстилаемой текучими квазимагматическими массами.

Обращаясь к формуле (1.17), получаем для литосферы, при мощности $H = 80$ км, $L_{кр} = 1200$ км, а для тектоносферы в целом при ее мощности 720 км, определяемой положением очагов глубокофокусных землятресений, $L_{кр} \geqslant 3700$ км (при $\nu = 0,25$).

В одной из наших работ (1955) было показано, что ввиду сферичности литосферы в ней образуются прогибы, но не прямолинейные, а преимущественно серповидные (в плане), требующие для своего образования значительно меньше энергии, чем первые (легко показать, что в плоских плитах и цилиндрических оболочках будут возникать прямолинейные прогибы). Извилисто-коленчатая форма складчатых

ются на обстоятельную статью Р.И.Уолкотта "Flexural rigidity tickness and viscosity of litosphere (Jour. of Geophys. Rer., vol 75 , N 20, 1970). Указанное выше уравнение (1.13) нашей работы им записано в виде упрощенного уравнения (1.14). Когда в (1.13) модуль субстрата $K \alpha P_s$ приравнивается нулю, то после этого качественно в роли модуля субстрата фигурирует последний член уравнения (1.13) EHw/R^2 , отражающий влияние кривизны литосферы. Поскольку в модели указанного автора кривизна литосферы не учитывается, то анализируя уравнение (1.13) легко убедиться, что полученные им результаты для данного экстремального случая ($K = \alpha P_s = 0$) не могут быть отнесены к реальной литосфере. Кроме того, им не учтено в полной мере влияние собственного веса литосферы, отраженное в третьем члене уравнения (1.13).

горных цепей и серповидная форма островных дуг, поясов Менинг-Мейнеса и коническая форма поверхностей зон Бенъоффа подтверждают правомерность этого вывода.

При анализе следствий уравнения (1.15) большие затруднения вызывала оценка осевого напряжения $\sigma_1 = \mathcal{P}_1/H$ для момента потери устойчивости. Из нашего результата, выраженного формулой (1.15), следует, что

$$\mathcal{P}'_{кр} = 2ka^2 - Q_{кр} \qquad (1.18)$$

и соответственно, при $Q_{кр} = L_{кр} H \rho_к = \pi H \rho_к a$ и $\mathcal{P}_1 = \sigma_1 H$,

$$\sigma_{1кр} = \frac{2}{H} ka^2 - \pi \rho_к a. \qquad (1.19)$$

Игнорируя влиянием массы прогнутой зоны литосферы, т.е. принимая в (1.19) плотность литосферы $\rho_к = 0$, плотность жидкого субстрата $\alpha = 1$, $\rho_s = k = 3{,}48$ г/см³ и $H \approx a \approx 80$ км, из (1.19) получим значение напряжения, потери устойчивости $\sigma_{кр} = 55000$ кг/см², что на 1-2 порядка превышает предел текучести литосферы и при прочих равных условиях может указывать на вероятность потери устойчивости литосферы не в упругой, а в пластической области или после катакластического нарушения сплошности литосферы. В то же время учет второго члена в уравнении (1.19) приводит к ничтожно малым значениям $\sigma_{1кр}$, а в некоторых случаях и к отрицательному его значению, т.е. в этом особом случае, чтобы удержать литосферную область от провального оседания следует подключить к ее краям удерживающие силы противоположного направления. Здесь следует указать также на роль водной оболочки и подводных несцементировавшихся осадков, которые уменьшают противодавление субстрата и способствуют процессу изгиба и потери устойчивости литосферы. В упрощенных моделях, если k в уравнении (1.19) принимается равным плотности субстрата, то учет водного покрова и илистых осадков приводит к уменьшению k на величину плотности плывунов, т.е. на величину порядка 1-1,5 г/см³. Кроме того, при реологическом подходе к оценке k имеют в виду тот экспериментально установленный факт, что при крайне медленных деформациях полужидкие массы (типа льда, каменной соли, смолы и др.) ведут себя так же, как и жидкие тела. На этом основании коэффициент α в (1.19) обычно принимается равным единице. Следует также указать, что в астеносферных массах, находящихся под прогнутыми зонами литосферы, при наличии поровой жидкости или интерстиционной жидкости вследствие

увеличения порового давления текучесть этих масс значительно увеличится, а в контактовой зоне между литосферой и астеносферой возникает флюидная смазка, облегчающая скольжение литосферы по субстрату.

М.А.Био (1934) рассмотрел задачу устойчивости невесомой вязкоупругой полубесконечной пластины, окруженной с обеих сторон вязкоупругим материалом с модулем упругости E' и коэффициентом Пуассона ν', принимая, что на эту пластину действует поверхностная нагрузка, синусоидально зависящая от x, т.е.

$$P' = P_0 \cos\lambda x, \tag{1.20}$$

а прогибы имеют тоже синусоидальный характер, т.е.

$$W = W_0 \cos\lambda x. \tag{1.21}$$

Тогда реакция окружающей упругой среды на продольный изгиб пластины выражается зависимостью

$$P = \frac{1}{2} KW = \frac{E'\lambda}{1-\nu^2} W \cdot \tag{1.22}$$

Заменяя в уравнении (1.14) KW выражением (1.22), получаем

$$\frac{E(H^3\lambda^3)\lambda}{12(1-\nu^2)} - \sigma_1 H\lambda^2 + \frac{E'\lambda}{1-\nu_1^2} = 0 \tag{1.23}$$

Это кубическое уравнение относительно $H\lambda$; наименьшее положительное значение σ_1 для положительного корня λH равняется

$$\sigma_{кр} = \frac{3}{2} \frac{E'}{1-\nu_1^2} \left[\frac{E(1-\nu_1^2)}{6E'(1-\nu^2)}\right]^{1/3}, \tag{1.24}$$

а длина полуволны

$$L_{кр} = \frac{\pi}{\lambda_{кр}} = \pi H \left[\frac{E(1-\nu_1^2)}{6E'(1-\nu^2)}\right]^{1/3}. \tag{1.25}$$

Поскольку $1-\nu_n^2$ и $1-\nu_1^2$ величины одного порядка, а $1-\nu_1^2 \approx 1$, то уравнение (1.24) можно упростить до компактного выражения

$$\sigma_{кр} \approx \sqrt[3]{E E_1^2}. \tag{1.26}$$

Использование формул Био к рассматриваемым здесь задачам затруднено недостаточностью данных о значениях E' и ν'.

Как уже указывалось, изгиб сферической толстой оболочки (литосферы) сопровождается разрывами. Под воздействием горизонтальной силы $\mathfrak{T}$ при синусоидальном характере изгиба в зонах изменения знака ординаты (S-S) синусоиды появляются срезывающие усилия, а в зонах наибольшего прогиба - растягивающие усилия. При таком характере распределения сил прогнутые интрагеосинклинальные зо-

ны (тектогены) переходят нередко в тафрогеосинклинали (грабен-синклинориумы), а в случае срыва лишь в одном борту, прогиб приобретает характер моноклинали, причем при большой амплитуде погружения процесс будет напоминать субдукцию. В *процессе растяжения нижней* части прогибающихся зон литосферы будут возникать зияющие раздвиги, и таким образом при достаточной текучести и подвижности глубинные гипомагматические массы, находясь под избыточным негидростатическим давлением $P = q_л - q_н$, будут инъецировать возникающие под влиянием силы $\mathcal{T}$ зоны срывов, вплоть до излияния и экструзии этих масс.

Совместное нахождение в офиолитовых сериях ультрамафитов, спилитов и диабазов (базальтов в изначальном виде) указывает, очевидно, на тесное сосуществование их первичных расплавов в астеносфере, а опережающая инъекция спилитов в альпинотипных поясах обусловлена более низкой их вязкостью, меньшим удельным весом, большей насыщенностью газами и, следовательно, большей их способностью к всплыванию по гравитационному механизму, по механизму газлифта, а также по механизму тектонического продавливания, обусловленного прогибанием данной области литосферы под воздействием сдавливающих ее горизонтальных сил. Очевидно, последний механизм должен являться главным в интрузии плотной гипербазитовой магмы. Полосовой характер распространения гипербазитовых интрузий (и офиолитовых ассоциаций вообще), преимущественная приуроченность их к разорванным краям и осевым зонам интрагеосинклиналей и к краям жестких блоков коры указывают, очевидно, на инъекцию их по *механизму тектонического продавливания через зоны глубинных разломов*. В пользу этой возможности говорит также дефицит силы тяжести в офиолитовых зонах, определяемый в альпийских складчатых областях обычно аномалиями на уровне 100±30 мгл (в редукции Буге). Такие аномалии интерпретируются с точки зрения механики как дефицит подлитосферных масс, оттесненных из-под литосферы при ее вынужденном прогибании и, с другой стороны, заполнением прогнутых зон литосферы массами, менее плотными, чем сама литосфера, а также процессами серпентинизации (разуплотнение от перидотитов с ρ = 3,31 г/см³ до серпентинитов с ρ = 2,55 г/см³).

Следует указать, что в верхних горизонтах земной коры, где температура значительно ниже 550°С, процессы серпентинизации, приводящие к увеличению объема перидотитов на 15-20% и более,

должны вызывать дополнительное перемещение серпентинитовых массивов. Возможно протрузии серпентинитов в значительной мере обусловлены процессами серпентинизации.

Рассмотрим возможность реализации *диапирового* механизма поднятия мантийного перидотитового вещества. С нашей точки зрения этот механизм проявляется в тектонике окраинных морей и срединноокеанических хребтов, в осевых зонах которых развиваются рифтовые структуры и ко дну океана приближаются ультрамафитовые расплавы. Аномалии силы тяжести в срединноокеанических хребтах выражены слабо (чаще в пределах ±30 мгл), сейсмичность хотя и высокая, но землетрясения слабые, вулканическая активность проявляется спорадически в рифтовых структурах.

О подвижности, тектонической транспортабельности и деформируемости офиолитов важную информацию дают новые экспериментальные данные. Установлено, что прочность на сдвиг для тектонизированных серпентинитов достигает всего σ = 1 кг/см², а коэффициент Пуассона ν = 1/3. В условиях тех температур, которые известны для литосферы (550°С для основания квазибазальтового слоя на глубине 40 км, 1300°С для литосферы на глубине 70 км) при наличии различных флюидов (H_2O, CO_2, H_2, H_2 и др.) подвижность и деформируемость серпентинитов будут, безусловно, значительно выше, чем в обычных лабораторных условиях (согласно экспериментальным данным для многих стекол при увеличении температуры от 100°С до 1200°С вязкость уменьшается на 10-12 порядков). Согласно теории горизонтального распора литосферы, если весомая колонна коры высотою z и плотностью вещества ρ давит на свое основание единичной силой $\sigma_z = \rho z$, то в основании колонны, параллельно ее нижней торцовой поверхности будет развиваться сдвигающее напряжение

$$\sigma_t = \frac{\nu}{1-\nu}\rho z, \qquad (1.27)$$

где ν - коэффициент Пуассона материала колонны.

Принимая для серпентинитов указанные выше значения σ = 1 кг/см², ν = 1/3 и ρ = 0,00255 кг/см³, получим критическую высоту колонны z = 10 м, при которой материал из ее нижней части будет выжиматься в стороны и в соответствующих условиях колонна лишится устойчивости.

Для серпентинизированных перидотитов, образующих в низах офиолитовых комплексов довольно крупные залежи, мощностью иногда до

нескольких километров, принимается σ = 100 кг/см², ν = 0,3, ρ = =3,3 г/см³, U_p = 8 км/с (для серпентинитов U_p = 5 км/с). Для критической высоты колонны указанная выше формула на этот случай дает Z = 700 м.

Из этих оценок сразу следует, что в зарождающихся офиолитовых зонах невысокие горы и хребты из серпентинитов под влиянием собственного веса очень быстро будут разрушаться и перемещаться в виде олистолитов и олистостромов. По всей вероятности, этим объясняется обилие офиолитовых олистостром, олистолитов и меланжа в трогах, рифтах, кордильерах и покровах, вмещающих офиолитовые массивы, залежи и пластины. Об этом же говорит обилие оползней в офиолитовых зонах, особенно на участках, где широко развиты серпентиниты. Решающую роль играет здесь чешуйчатый характер кристаллов серпентина, общая сланцеватость и разлинзованность пород. Повсеместно на стенках штолен,пройденных в серпентинитах на значительных глубинах, наблюдается тонкая листоватость, сланцеватость, разлинзованность серпентинитов, множество перекрестных тончайших прожилков талька, жилы магнетизированных серпентинитов, нередко наблюдаются явления выпучивания пород, как очевидного признака пластического течения масс (см.также Колман, 1979).

О механизме продавливания,очевидно, свидетельствует то, что в параплатформенных областях и областях кратонизированных геосинклиналей, в которых проявлен гипербазитовый магматизм, все более или менее крупные жесткие блоки коры в их составе окаймлены офиолитами. Анатолийско-Армяно-Иранская область представляет в этом отношении превосходный пример, демонстрирующий высокую текучесть и мобильность офиолитовых масс (особенно серпентинитов).

Диапировая (соляно-купольная) тектоника хорошо изучена для соленосных бассейнов, в которых каменная соль, находясь в текучем состоянии (под гидростатическим давлением толщи вышележащих осадков мощностью 700-800 м и более) и имея дефицитную плотность (2,13 г/см³) по сравнению с плотностью вышележащих отложений (2,35 г/см³) при коробленнии последних перетекает и нагнетается в зоны разломов и в замковые зоны антиклиналей, образуя купола, дайки, штоки, которые продолжают свой рост и в дальнейшие геологические эпохи. Эти же закономерности воспроизведены экспериментально. Представляется несомненным, что процесс становления офиолитовых тел и соляных куполов подчиняется единой закономерности,

причем следует иметь в виду, что предел прочности не тектонизированных серпентинитов и каменной соли практически одинаковый.

Офиолиты в виде силловых залежей, дайкообразных или жилообразных тел, секущих литосферу на всю ее мощность, при дальнейшем горизонтальном сжатии литосферы тектонизируются - происходит их разлинзование, упорядочение расположения чешуйчатых зерен серпентина, превращение серпентинизированной массы в своеобразную пасту, которая далее при горизонтальном сдавливании всей мозаики литосферы выжимается к дневной поверхности, надвигается на соседние блоки (обдукция) или, наоборот, соседние блоки пододвигаются под офиолитовые силлы, дайки и жилы, причем в данном случае серпентинизированные массы играют роль смазки. В этом смысле, к примеру, можно полагать, что офиолиты Тавра или Омана, надвинутые в виде пластин на юг на Аравийскую плиту, представляли до надвигания крутопадающие жилообразные или дайкообразные тела, слившиеся на глубине с мантийными квазимагматическими расплавами, возможно, частично в состоянии субсолидуса. Так называемые бескорневые массивы в альпинотипных офиолитах также могут рассматриваться как отторженцы офиолитовых жил и даек. Экспериментальные данные о ничтожной прочности (1 кг/см²) *тектонизированных* серпентинитов вполне согласуются с этим представлением (предел прочности кристаллов чистой каменной соли при гидростатическом давлении 1000кг/см² составляет 100-200 кг/см². т.е. превышает прочность тектонизированных серпентинитов на два порядка). Следует подчеркнуть. что высокую текучесть первичные перидотиты в дайкообразно-жилообразных телах приобретают в результате региональной серпентинизации.

Таким образом, для альпийских поясов основным механизмом образования аллохтонных офиолитовых пластин мы считаем стрессовое тектоническое перерождение и последующее выжимание наружу ремобилизованных масс жило-дайкообразных ультрамафитов (после их серпентинизации) в условиях горизонтального сжатия литосферы, могущего сопровождаться как обдукцией, так и поддвигом литосферных блоков по контакту с офиолитовыми жилами (с образованием меланжа). Последующий эрозионный срез, очевидно, обнажает различные горизонты аллохтона и аутохтона. По существу этому механизму подчиняется экструзия (продавливание через щели в пластическом состоянии) вязких риолитов и последующее течение их (часто с перекатыванием) у выхода их на дневную поверхность.

Говоря о тектоно-магматических катаклизмах, соответствующих эпизодам образования офиолитовых интрузий и комагматичных с ними диабаз-спилитовых вулканитов, можно допустить, что в период, предшествующий этим эпизодам в соответствующих областях верхней мантии, затрудняется вынос тепла, температура в ней повышается, происходит частичное плавление первозданных пиролитовых масс, формируются расплавы перидотитового, пикритового и толеитового состава, субстрат литосферы разжижается, теряется устойчивость литосферы, образуются разнообразные структуры, характеризующие неустойчивое состояние литосферы - прогибы и поднятия, рифты, различные разломы*. Возможно, внедрение в литосферу ювенильных офиолитовых масс в виде даек, жил, силл, штоков происходит в этой обстановке, а преобразование их после серпентинизации в аллохтонные пластины при горизонтальном сжатии литосферы.

Представляется весьма вероятным, что горячие серпентиниты в условиях прогибающейся литосферы, особенно в случае, когда прогиб развивается под влиянием горизонтальных сил сдвигающихся внешних плит, в течение длительного времени будут выдавливаться вдоль разломов-раздвигов как паста, толща которой, достигая критической мощности всего сотни метров, будет далее передвигаться по поверхности водонасыщенных мягких осадков и образовывать как отдельные массивы, так и покровы и тела более сложной формы и структуры. Определенное сходство с серпентинитами в этом отношении обнаруживают текучие массы каменной соли и льда, образующие надвинутые покровы и тела типа интрузий, протрузий и пластин, встречающихся в офиолитовых зонах.

При разборе вопроса об образовании тектонических покровов следует иметь в виду также вопрос плавучести покрова в том случае, когда он находится в водной среде или же погружен в водонасыщенную толщу рыхлых несцементированных отложений морского дна или в мутьевой поток. В такой среде для потери устойчивости пластины требуется сжимающее горизонтальное напряжение

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{3} EH(\rho_s - \rho_к)}, \qquad (1.28)$$

---

*Несколько моделей с периодическим изменением теплового потока и агрегатного состояния пиролита в верхней мантии рассмотрено в работах Н.А.Тихонова, Е.А.Любимовой, В.З.Власова (1969). Периодичность тектонических процессов связывается ими с периодичностью изменения кинетических характеристик верхней мантии.

где E - модуль упругости, H - мощность, $\rho_к$ - плотность пластины, а ρ_s - плотность ложа (постели) пластины. Для земной коры E = = 800 000 кг/см², H = 40 км, $\rho_к$ = 2,76 г/см³, ρ_s = 3,31 г/см³ (плотность маловязкой среды ниже границы Мохоровичича) и $\sigma_{кр}$ = 25 000 кг/см². Поскольку предел прочности земной коры на один порядок меньше этого значения $\sigma_{кр}$, то в данной постановке задачи кора уступает изгибающим горизонтальным силам разломами.

Если речь пойдет о потере устойчивости маломощных свит осадочного чехла коры или серпентинитовых пластинах, подстилающихся несцементированными водонасыщенными отложениями, то можно предполагать ситуацию, где $(\rho_s - \rho_к) \to 0$ и потеря устойчивости произойдет под влиянием лишь собственного веса пластины, без воздействия внешних горизонтальных сил. Поднятие дна бассейна в узкой зоне в виде кордильеры в этих особых условиях плавучести приведет к образованию шарьяжей. В случае вязкопластического течения скорость горизонтального движения пластины будет определяться известной в гидродинамике формулой

$$v_t = \frac{\rho g h}{2\eta} h \sin\alpha, \qquad (1.29)$$

где ρ - плотность, h - мощность, α - угол наклона, η - вязкость (в пуазах) надвигающегося покрова (шарьяжной пластины), а g - ускорение силы тяжести.

При ρ = 2,3 г/см³, g = 980 см/сек², h = 3 км, α = 6° ($\sin 6°$ = = 1/10), $\eta = 10^{19}$ пз, получим v_t = 40 см/год. Укажем, что значение $\eta = 10^{20}$ пз, характерное для квазигранитного слоя континентов; $\eta = 3 \cdot 10^{20}$ пз - для мелкозернистого гранита; для природной каменной соли при температуре 25°С под влиянием разности сдвигающих давлений 70 кг/см² = $3{,}5 \cdot 10^{16}$ пз.

По сейсмометрическим и лабораторным данным для флишоидных, слабо уплотненных третичных отложений и суглинистых покровов плиоплейстоцена модуль сдвига принимается равным $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ дин/см², а для квазигранитного слоя (метаморфического фундамента) континентов $\eta = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см²; для чандлеровского периода релаксации напряжений коры $\tau = 3{,}9 \cdot 10^{8}$ с (12 лет) из формулы $\eta = \mu\tau$ получается в первом случае $\eta = 10^{19}$ пуаз: во втором случае $\eta = 10^{20}$ пуаз.

4.2. О возможности спрединга рифтовых структур

В процессе приливного замедления вращения эллиптичность Земли

уменьшается и соответственно параллели ниже 45^0 широты укорачиваются, а выше 45^0 последовательно удлиняются. Появление срединно-океанических хребтов вполне может объясняться подобным уменьшением аксиальных *расстояний на низких широтах - увеличением* этих расстояний, причем ввиду сферичности литосферы будут образовываться структуры не прямолинейные в плане, а дугообразные, имеющие на глубине форму конических поверхностей (поверхность Беньоффа).

Предположим, что в ходе указанных деформаций литосфера разорвалась по оси будущего срединноокеанического хребта и противолежащие блоки ее начинают расходиться под влиянием собственного веса и веса накопленных на них осадков. Как уже указывалось в теории изгиба плит, на текучем основании доказывается, что при потере устойчивости бесконечно протяженной плиты образуются синусоидальные прогибы шириною

$$L_1 = \pi \sqrt[4]{\frac{B}{\rho_s}}, \qquad (2.1)$$

причем для невесомой модели плиты критическая сила, при которой происходит потеря устойчивости плиты, равняется силе Эйлера $\mathcal{P}_e$

$$\mathcal{P}_{кр} = \frac{2\pi^2 B}{L^2 к} = \mathcal{P}_e \qquad (2.2)$$

Как уже указывалось, для весомой плиты или колонны высотою $L_к$ и удельным весом $\rho_к$ расчетное значение нагрузки на вершину колонны, необходимой для потери устойчивости, уменьшается на величину веса колонны $Q_к = \rho_к L_к$, т.е.

$$\mathcal{P}_{кр} = \mathcal{P}_e - Q. \qquad (2.3)$$

На рис.17 изображена синусоидально изогнутая волна литосферы $\lambda\lambda$ длиною 2L.

Если литосфера разорвана по плоскостям AA_0 и DD_0 и продолжает изгибаться, то половина волны прогиба AC в осевой плоскости CC_0 давит своим весом на другую половину DD'C , причем давление это в поперечном сечении CC_0 литосферы плотностью $\rho_к$ и мощностью $H_п$ равняется $Q = (AAC)\rho_к = L_к \rho_к H_к$. Выше отмечалось, что при $H \approx R/\pi^4 \approx 75$ км прогибание литосферы происходит под одним лишь влиянием собственного чрезмерно большого веса и тогда в (2.3) следует положить $\mathcal{P}_{кр} \leq 0$ и $\mathcal{P}_e \leq Q$.

В руководствах по теории устойчивости колонн приводится решение задачи (по методу Ритца) об устойчивости весомого стержня с обоими опертыми концами в виде простого уравнения

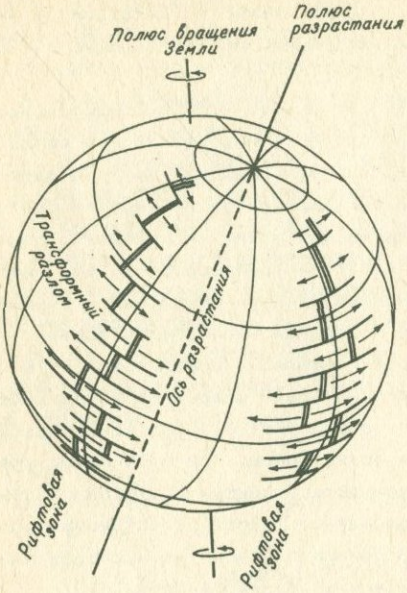

Рис.17. Схема развития рифтовых зон и сопряженных с ними трансформных разломов на основе представлений Эйлера о вращении оболочки - плиты на вращающемся шаре (по Булларду, 1971)

$$\mathcal{P}_{кр} = \mathcal{P}_e - \frac{Q}{2}. \qquad (2.4)$$

Когда стержень искривляется под влиянием лишь собственного веса, то $\mathcal{P}_{кр} = 0$ и никакой концевой нагрузки он выдерживать не может. Более того, если $Q \geqslant 2\mathcal{P}_e$, то в (2.4) $\mathcal{P}_{кр}$ становится отрицательным, и чтобы предотвратить искривление стержня, необходимо верхний конец его подвесить. По этой формуле приводятся приближенные расчеты устойчивости высоких радиотелевизионных мачт и бурового снаряда в глубоких скважинах (с учетом того, что этот снаряд находится в упругой среде). В одном из примеров такого расчета мачта высотою 100 м с жестокостью изгиба $B = 7{,}32 \cdot 10^{10}$ кг/см² весит $Q = 16{,}4$ т и критическая сила Эйлера составляет для нее $\mathcal{P}_e = 7{,}34$ т. Подстановка этих значений в (2.4) дает $\mathcal{P}_{кр} = 7{,}34$ т - (16,4) т/2 = -0,86 т, т.е. выясняется, что по Эйлеру невесомая модель мачты вполне устойчива ($Q=0$), а весомая модель, наоборот, неустойчива, и чтобы она осталась в нормальном вертикальном положении, нужно к ее верхнему концу приложить направленную вверх си-

лу. Силу, эквивалентную этой, создают обычно устройством оттяжек, которые обусловливают в мачтах натяжения, препятствующие ее искривлению.

Г.Джеффрис (Jeffreys, 1939) отмечает, что глубокофокусные землетрясения возникают в твердой среде, а изостатическое выравнивание, необходимое для минимизации потенциальной энергии деформации коры и мантии, выполняется скольжением по плоскостям разломов, рассекающих мантию в глубину на многие сотни километров. Такие разломы, как уже указывалось, могут контролироваться теми деформирующими силами, которые возникают как при приливном уменьшении эллиптичности Земли, так и при контракционной усадке мантии.

Основываясь на указанных общих посылках, предположим, что литосфера и верхняя мантия в целом испытали разрыв магистрального типа, и литосферные плиты по обе стороны от разрыва начали расходиться, скользя по поверхности астеносферы. При этом можно иметь в виду, что зона нарушения сплошности в мантии достигает глубины, равной максимальной глубине зарождения очагов регистрируемых землетрясений (до 700-750 км). По данным спутниковых исследований геометрическое сжатие (эллиптичность) реальной Земли

$$e = \frac{q}{2} - \frac{3}{2} dK = \frac{1}{298,25} = \frac{a-c}{a}, \qquad (2.5)$$

а расчетное (теоретическое) значение эллиптичности гидростатически уравновешенной модели

$$e' = \frac{5q}{2\eta+4} = \frac{1}{295,2} = \frac{a-c'}{a}, \qquad (2.6)$$

где q - геодинамический параметр, равный 1/288,37; η - параметр Радо, равный 0,5848; α - динамическое сжатие Земли, равное 1/305,51; K - безразмерный момент инерции Земли, равный, по новым оценкам, 0,33087; a - экваториальный радиус; c' - полярный радиус Земли.

Сравнение указанных значений ℓ и ℓ' дает $\Delta C = C - C' = 70$ м, указывая на избыток экваториального вздутия реальной Земли по сравнению с той моделью Земли, которая находилась бы в состоянии гидростатического равновесия (до запуска искусственных спутников предполагалось, что $\ell' = 1/297$, а величина $kd = J_2$ оставалась неизвестной вообще). Наличие разности $C-C^1$ (порядка 70 м) интерпретируется в том смысле, что толща Земли и верхней мантии, в частности, имеет конечную прочность, причем указанное экваториальное

вздутие поддерживается разностью главных механических напряжений порядка 160 бар в *нижней мантии*. М.Манк и Г.Мандональд (1968) предположили, что негидростатическая форма экваториального вздутия вызвана запаздыванием (на миллионы лет) в приобретении Землей равновесной формы при последовательном приливном торможении вращения. По оценке Г.Джеффриса (1960), в отношении сил долгопериодического действия прочность верхней мантии до глубины порядка 700 км составляет $3,3 \cdot 10^8$ бар (330 кг/см²) и, соответственно, процесс изостатического выравнивания в мантии есть, по его мнению, результат скольжения по сбросовым плоскостям, а не следствие пластических деформаций. На рис.18 показана ситуация, где два блока только что разорвавшейся литосферы раздвигаются, а по зоне раздвига выжимается пиролитовая полужидкая масса астеносферы, образуя ядро диапировой структуры.

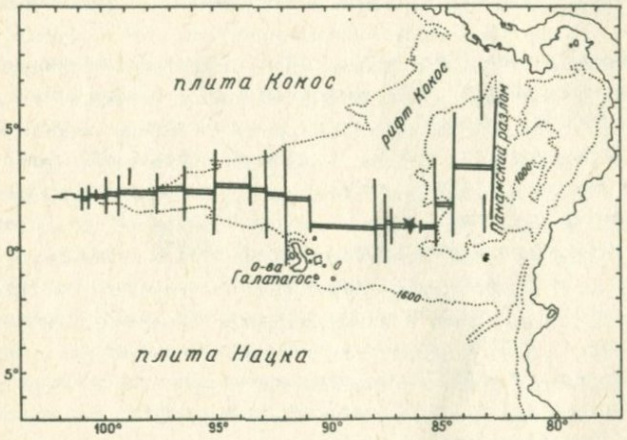

Рис.18. Схема Галапагосской рифтовой системы (Sclettter and Klitgord , 1973). Широтные двойные линии - рифтовая щель, меридиональные прямые жирные линии - трансформные разломы

Выше было указано, что для безудержного скольжения вниз в обе стороны блоков литосферы необходимо, чтобы массовая сила каждого из них была больше критической силы Эйлера, т.е. $Q > \mathcal{P}_e$.

Согласно формуле (2.4) ширина прогиба литосферы при $H = 80$ км, $\rho_s = 3{,}5$ г/см³, $E = 1{,}1 \cdot 10^{12}$ дин/см², $\nu = 0{,}24$ составляет $L = 240$км, сила Эйлера $\mathfrak{P} = 2\pi B/L^2 = 2\rho_s d^2 K^2 = 7 \cdot (576 \cdot 10^{14})$дин, а сила давления собственного веса литосферы при тех же данных и плотности $\rho = 3$ г/см³ составляет $Q = 10 \cdot (576 \cdot 10^{14})$дин. Следовательно, для предотвращения раздвигания литосферы к бортам рифта AA_0A_0A должна быть приложена стягивающая сила порядка 30% от массовой силы Q.

Изучение многих офиолитовых поясов показало, что ультрамафиты и спилиты комагматичны, они являются сосуществующими элементами офиолитовых ассоциаций и выдавливаются (выплавляются) из одних и тех же резервуаров астеносферы. Температура базальтовых лав, преобразовавшихся в спилиты, оценивается не менее 1320°С, а температура затвердевания перидотитов в состоянии равновесия по экспериментальным данным составляет 1320°С (температура солидуса). В верхах астеносферы тектонизированных зон на глубине порядка 100-200км от поверхности Земли, температура оценивается в пределах 1500--1600°С.

По данным опытов (Грин и др., 1974), температура перидотитовой магмы, внедрившейся в континентальную кору в *раннем архее*, была не менее 1600°С. Температура магмы в астеносферном слое на глубине 100 км принимается 1600°С, теплопроводность 0,007 кал/г, плотность на выходе 2,8 г/см³, вязкость 10^3г/см·с, плотность нодулей ультрамафитов 3,4 г/см³, ширина питающей дайки 250 см, температура ликвидуса пикрита при давлении 30 кб 1532°С (Maloe , 1973).

По расчетам Р.Аффена и А.Джексона (1963), температура плавления на глубине 100 км составляет для гранита 1220°С, базальта 1310°С, дунита 2045°С. Вязкость в астеносферном слое на глубине 75 км оценивается $4 \cdot 10^{20}$пуаз, а по верхней мантии в целом до глубины 1000 км - $1{,}0$-$1{,}1 \cdot 10^{21}$пуаз, что обеспечивает возможность конвекции мантийных масс.

Следует отметить, что в океанических рифтовых структурах выдавливание гипомагматических масс происходит под совместным воздействием двух факторов - с одной стороны, горизонтального сжатия или растяжения мантии в тех зонах, где изменение фигуры Земли, обусловленное приливным замедлением ее вращения, нарушает сплошность коры и мантии, а с другой - под воздействием изостатических сил, возникающих вследствие глубокого погружения литосферных блоков по обе стороны рифта. При этом относительно легкие и

невязкие базальтовые расплавы в данной схеме могли подниматься в известной мере по механизму гравитационного всплывания и частично по адиабатическому механизму газлифта. Отметим также, что в сводообразной зоне поднятия литосферы, подверженной рифтообразованию, литосфера под влиянием собственного веса теряет устойчивость и расчленяется на глыбы, а при наличии растягивающих или сжимающих сил, направленных вкрест простирания рифтовой зоны, испытывает нарушение сплошности в виде магистральных разрывов.

Следует еще раз отметить, что разрывы в сводообразном поднятии литосферы (на месте будущего рифта) могут быть результатом как растягивающих напряжений, возникающих во внешней зоне литосферы при ее изгибе (выгибании), так и следствием глобального процесса образования в тектоносфере (верхней мантии и коры) Земли пластических шарниров, обеспечивающих уравновешение граничащих с ними жестких блоков тектоносферы, так и следствием потери устойчивости литосферы, достигшей мощности порядка 80 км (см.формулу 1.7) и подстилающейся текучими квазимагматическими массами.

В исследованиях, посвященных новой глобальной тектонике, значительное внимание уделяется трансформным разломам, которые, насколько теперь известно, контролируют основные выходы ультрамафитов и часть очагов землетрясений, зарегистрированных в поясах срединноокеанических хребтов. Возникновение трансформных разломов объясняется в указанных исследованиях теорией Эйлера о кинематических особенностях поведения дрейфующей плиты на поверхности вращающегося массивного тела. Согласно этой теории, если две дрейфующие литосферные плиты раздвигаются в противоположные стороны, то их относительным движением будет вращение вокруг некоторой точки, называемой полюсом разрастания, и соответственно некоторой оси, называемой осью разрастания, проходящей через центр Земли и полюс разрастания (см.рис.19). Согласно Эйлеру существование оси и полюса разрастания необходимо по топологическим соображениям. Как следствие теории Эйлера, если единственным движением в зоне разлома является скольжение плит друг относительно друга, то зоны разломов должны ориентироваться вдоль параллелей, нанесенных относительно полюса разрастания, а скорость разрастания в любой точке на срединноокеаническом хребте должна быть пропорциональна кратчайшему расстоянию этой точки до оси разрастания.

Трансформные разломы изображаются как дуги концентрических ок-

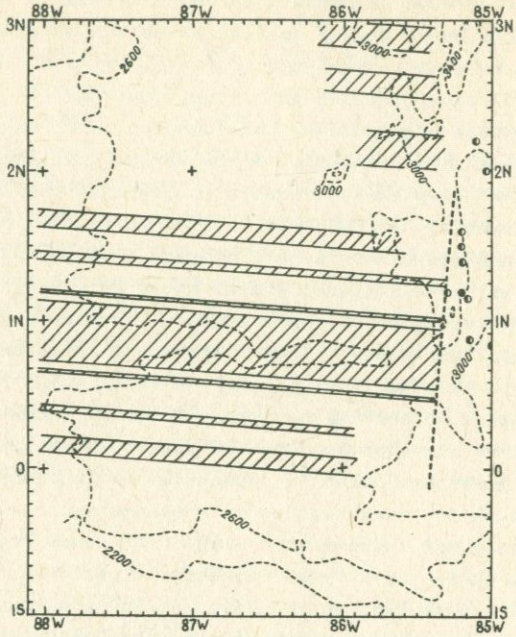

Рис.19. Схема расположения полос магнитных аномалий (косая штриховка) Галапагосской рифтовой области, вытянутых параллельно широтным рифтовым трещинам (Scletter and Klitgord , 1973)

ружностей с центром в полюсе вращения (устанавливаются по батиметрическим съемкам и по положению эпицентров землетрясений), а дуги больших кругов, перпендикулярных трансформным разломам в месте их пересечения с осью хребта, пересекаются в полюсе разрастания.

Указанные закономерности соблюдаются в том случае, когда ось хребта и параллельные ему оси магнитных аномалий имеют близмеридиональное направление, однако в настоящее время известны также срединноокеанические хребты с рифтовыми долинами и сопровождающие их магнитные аномалии близширотного простирания (Галапагосский хребет, хребет к югу от Африки, в южной части Индийского

океана), для которых полюс разрастания находиться вблизи полюсов вращения Земли не может.

Закономерности размещения срединноокеанических хребтов и трансформных разломов рассматривались также с других позиций. По мнению Б.Ф.Ховеля (Howell , 1970), форма и направление хребтов определяются силой Кориолиса, которая, к примеру, смещает северную половину Срединноатлантического хребта на запад (по часовой стрелке), а южную половину на восток(против часовой стрелки). А.Ф.Грачев обратил внимание на то, что амплитуда наблюдаемых при этом отклонений не зависит от широты, а смещение отдельных сегментов хребта, созданных трансформными разломами, происходит как в одну, так и в другую сторону. Эти особенности противоречат гипотезе Ховеля. Оспаривается также предположение Дж.О'Брайана о штамповой связи пространственного положения (ортогональности) срединноокеанических хребтов и трансформных разломов с таковыми, предполагаемыми в астеносфере или в основании литосферы. Лабораторные опыты показали, что в случае связи трансформных разломов с растяжением коры они должны ориентироваться к оси растяжения не перпендикулярно, а под углом 45°. А.Ф.Грачев считает, что геометрия дивергентных плит литосферы определяется сеткой планетарной трещиноватости как в отношении рифтовых, так и трансформных структур. Этот вывод автор подкрепляет фактом унаследованности сейсмодислокаций.

На рис.20 показаны две срединноокеанические рифтовые зоны (рифты показаны двойными линиями близмеридионального простирания) и расположенные к ним поперечно трансформные разломы (одинарные жирные линии близширотного простирания).

Приведенная на схеме структура допускает также геометрическую интерпретацию, отличную от тех, которые были упомянуты выше. Литосфера представляет собой сферическую оболочку, залегающую на текучем основании. При действии горизонтальных сжимающих сил по достижении критической разности главных напряжений она уступает этим силам потерей сплошности и изгибом, причем по сравнению с цилиндрическими оболочками и пластинами сферические оболочки на эти виды деформации затрачивают значительно больше энергии. В общем случае при деформации оболочек, стержней и других возможных деформационных структур в первую очередь возникают структуры, энергетические затраты на формирования которых минимальны.

Доказано, что стержни при продольном изгибе образуют синусои-

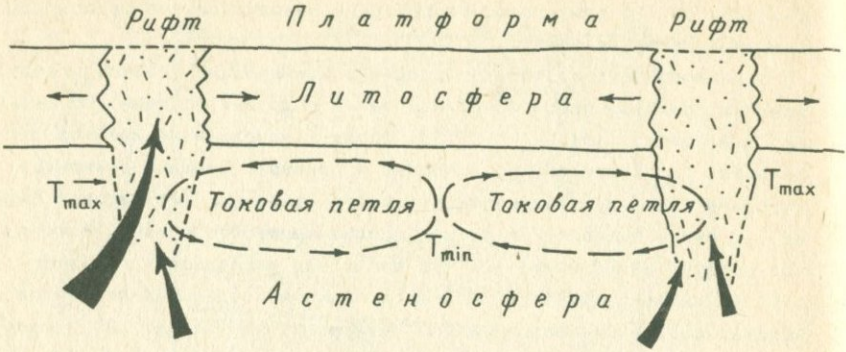

Рис.20. Схема конвективных термоэлектрических токов в системе рифт (геосинклиналь, авлакоген) - платформа. Поскольку на одних и тех же глубинах температура мантийных масс под платформенными областями литосферы на 300-800°С ниже таковых в рифтовых зонах, а эти массы обладают свойством полупроводниковых материалов, то в периоды активизации рифтов возможно образование указанных токовых ячеек, связанных с ним, и локальных магнитных полей, и перенос примесных металлических элементов и их соединений в рифтовые зоны (Асланян, 1958).

ду ввиду того, что ее форма энергетически наиболее экономична. Широкое развитие складчатых деформаций в осадочной покрышке литосферы объяснимо тем же энергетическим принципом, поскольку складчатые дислокации при фурьеанализе аппроксимируются тоже синусоидами.

В грубом приближении лестнично-зигзагообразная (квазисинусоидальная) структура рифтовых зон тоже может быть аппроксимирована синусоидой близмеридионального простирания. Возникновение глубоководных океанических желобов, островных дуг и отдельных сегментов орогенов и срединноокеанических хребтов, а также зон Беньоффа по малым кругам Земли является также отражением принципа минимума энергии (принципа наименьшего действия), поскольку локализация их вдоль больших кругов Земли в виде прямолинейных (по оси) симметричных прогибов или поднятий потребовала бы значительно больше энергии, чем для кругов малых. Этот механизм изгибных деформаций допускает, очевидно, также возможность бокового (латерального) выпучивания деформируемой зоны литосферы и поперечного разрыва ее, если напряжения превосходят прочность среды. Очевидно, усло-

вия контракции и приливного торможения Земли являются благоприятными для трансформации срединноокеанических хребтов в квазисинусоидальные структуры. Мы склонны также думать, что систематическое отклонение на запад морфоструктур литосферы в северном полушарии и на восток в южном полушарии, а также выгибание островных дуг на восток и юг, отражают в известной мере действие силы Кориолиса на гравитирующие массы (центростремительные тенденции).

4.3. О термоэлектрическом механизме металлизации геосинклиналей и рифтовых структур

Гипотеза о термоэлектрическом механизме металлизации геосинклиналей и глубинных разломов (Асланян, 1962; Асланян, 1964) строится на следующих предпосылках. В отношении своих электрических свойств земная кора (без волноводных слоев) рассматривается как диэлектрик, мантия (без квазимагматических слоев и линз), как полупроводник, а ядро, как металлический проводник. Оливиновое вещество верхней мантии в условиях температур 1000-3000°С считается типичным полупроводником, а слоистое строение мантии предполагает наличие контактной разности потенциалов между слоями, обладающими разными физическими свойствами.

В квантовой теории полупроводников связь между концентрациями n_1, n_2 элементарных носителей тока (электронов или дырок) и температурой T_1, T_2 на различных глубинах мантии выражается пропорцией

$$\frac{T_1}{T_2}=\frac{n_1^{2/3}}{n_2^{2/3}}, \qquad (3.1)$$

причем известно, что удельная электропроводность возрастает с повышением температуры по экспоненциальному закону.

Из указанных выше пропорций следует, что при наличии перепада температуры должна существовать разность в концентрации носителей тока и согласно теории в замкнутой цепи должна существовать электродвижущая сила

$$E=\frac{k}{e}(T_2-T_1)\ln\frac{n_2}{n_1}. \qquad (3.2)$$

Здесь k - постоянная Больцмана, e - заряд электрона.

При комнатной температуре концентрация электронов проводимости для обычных полупроводников $n \approx 10^{15}$см$^{-3}$ (для металлов 10^{22}см$^{-3}$) на 1° разности температур, разность потенциалов достигает 10^{-3},

а созданный на их основе термоэлектрический источник тока обладает довольно высоким коэффициентом полезного действия (до 10%), что позволило широко применять их в технике.

В основании коры под платформенными областями $T_1 \leq 585^{\circ}C$ (точка Кюри), в основании внешней мантии, на глубине 220 км, у границы Леман $T_2 = 1600^{\circ}C$, а отношение $n_2/n_1 = 4$. Из этих данных следует, что в верхней мантии Земли (так же как и во всей мантии - от ядра до коры) должна существовать довольно высокая электродвижущая сила, перекачивающая электроны проводимости из высокотемпературных зон в низкотемпературные. Вместе с этим теория предсказывает, что на границе двух концентрических слоев мантии со временем образуется запирающий слой, который препятствует прохождению тока в радиальном направлении и, наоборот, способствует прохождению его в окружном направлении. Этот эффект, известный под названием эффекта Шоттки, в согласии с экспериментальными данными, отмечается исключительно высокой проводимостью тока вдоль контакта слоев из зоны высоких температур в зоны низких температур. В нашей задаче, если литосфера дивергентно раскололась и на месте раскола со временем образовался, например, щелевой рифт красноморского типа, заполненный морскими водами, играющими роль термодинамического холодильника, и если устанавливается при этом существенная разность температур между осевой зоной рифта (до основания рассматриваемой внешней оболочки мантии) и высокотемпературными областями смежных подплатформенных областей, то и электроны проводимости начнут перемещаться в направлении убыли температуры (следует указать, что удельные потери тепла из тектонизированных областей коры на один порядок больше, чем из платформенных областей). Вследствие этого высокотемпературные области зарядятся положительно, менее нагретые - отрицательно, между этими областями возникнет разность потенциалов и в определенных условиях потечет электрический ток - до тех пор, пока разность температур не будет выравнена. В очередную фазу активизации и расширения рифта процесс повторится. В направлении, перпендикулярном направлению тока, т.е. параллельно оси рифта (спрединга) по обе ее стороны будет простираться магнитное поле, причем под воздействием общего магнитного поля Земли указанные токи и связанные с ними магнитные поля будут усиливаться, а лавы, которые излились в момент раскрытия рифта, будут намагничены под воздействием этого усилен-

ного обновленного магнитного поля. Представляется вероятным, что магнитные аномалии, расположенные параллельно осевым зонам рифтовых структур, будут вытянуты в направлении магнитных полей, связанных с указанными термоэлектрическими токами, усиленными общим магнитным полем Земли по индукционному механизму.

Исследования геологии дна океана показали, что наряду с зонами спрединга близмеридионального простирания срединноатлантического типа, имеются также зоны спрединга близширотного простирания - типа Галапагосского рифта или юга Индийского океана. Зоны магнитных аномалий располагаются строго параллельно системе рифтов (спрединга) по обе их стороны - для первых в близмеридиональном направлении, более или менее параллельно (или антипараллельно) главному дипольному полю Земли, а во втором случае перпендикулярно ему. Последний случай обычно объясняют поворотом блока коры в области рифта после формирования полосовых магнитных аномалий на многие десятки градусов (для Кипра на 90°). Предлагаемая нами схема формирования термоэлектрических токов в связи с рифтообразованием объясняет наличие полосовых магнитных аномалий широтного простирания, связанных с этими токами магнитного поля широтного же простирания, усиливаемого общим магнитным полем Земли. Важно при этом отметить характерное для полупроводниковых материалов изменение типа элементарных носителей тока в зависимости от термобарических условий: в одних условиях такими носителями* являются обычные электроны с отрицательными зарядами (e^-), в других условиях квазиэлектроны (дырки) с положительным зарядом (e^+)*. Факт изменения типа проводимости элементарных носителей тока отражен в переменности знака постоянной Холла $R = \pm 1/ne$ (n - число носителей тока в единице объема, e - величина их заряда), характеризующей свойство полупроводника. Если в электронном полупроводнике нагретые участки заряжаются положительно, а относительно холодные - отрицательно, то в дырочном полупроводнике знаки зарядов

---

*В квантовой теории электричества принято считать, что при возбуждении связанных электронов в полупроводнике часть электронов перебрасывается из валентной зоны в зону проводимости и тем самым в ранее заполненной зоне полупроводника создаются вакантные энергетические уровни. Движение электронов, находящихся в этой зоне, в направлении вектора напряженности приложенного электрического поля, эквивалентно движению некоторой фиктивной частицы (дырки), отличающейся от электрона положительным знаком заряда. В отличие от электронной проводимости, называемой проводимостью n-типа, дырочную проводимость принято называть проводимостью p-типа.

будут противоположными. Высказано предположение (Асланян, 1962) о спорадическом изменении характера проводимости вещества в недрах Земли в ходе ее космической эволюции и изменении в связи с этим полярности главного дипольного поля (переполюсовка). Отметим совпадение этапов инверсии поля с этапами бурной вулканической деятельности Земли, которые в свою очередь совпадают, по-видимому, с этапами интенсивного сжатия планеты.

Указанные выше электрические токи могут рассматриваться так же, как транспортеры металлических ионов. Кристаллическое вещество мантии (оливин, пироксен, гранат, шпинель) с рассеянными в нем сульфидами и окислами черных, цветных и редких металлов, является типичным полупроводником. Электрически заряженные примесные ионы этих сульфидов и окислов согласно *поляронной* теории дифференцируются путем притяжения свободных электронов к положительно заряженным ионам и отталкивания со стороны отрицательно заряженных ионов (обратные соотношения будут иметь место, если взамен электронов будут фигурировать положительно заряженные дырки). При наличии электрического поля происходит дрейф (диффузия) указанных ионных примесей в направлении электрического поля, т.е. в направлении от высоконагретых подплатформенных областей к менее нагретым, охлаждающимся рифтовым структурам.

Согласно теории полярное состояние быстро устанавливается в случае присутствия в полупроводниковых кристаллах между узлами противоположно заряженных примесей сульфидов и окислов металлов. Свободные элементарные носители тока (электроны или дырки) при медленном прохождении через полупроводниковое вещество притягивают к себе противоположно заряженные примесные ионы металлов и вместе с ними мигрируют в направлении электрического поля, причем ввиду полярности этих примесей одновременно происходит дифференциация их на окислы металлов и сульфиды металлов. Подвижность этих ионов согласно теории обратно пропорциональна их радиусу и величине заряда, а коэффициент диффузии возрастает совместно с возрастанием температуры по экспоненциальному закону.

Диффузия металлических примесей из полупроводниковых кристаллов - явление обычное; после длительной эксплуатации полупроводникового кристалла, содержащего, например, примесные ионы меди, последняя постепенно мигрирует в направлении поля и осаждается в виде налета на торцовых частях кристалла.

Магнитно-теллурическое зондирование обнаружило в разрезе верхней мантии земной коры ряд проводящих и высокопроводящих слоев, которые нередко сравниваются с волноводами. На территории Кавказа такие слои отмечены в различных районах на глубинах порядка 10, 15-20, 150, 180-190, 200-250, 400 км. Более общим на Кавказе является высокопроводящий слой, глубина залегания которого варьирует в разных районах в пределах 150-250 км (чаще 200±20 км). Глобально выражена граница раздела внутри мантии на глубине 220 км (граница Леман). По мнению Д.Андерсона, выше этой границы мантия состоит из гранат-шпинелевых лерцолитов, а ниже, до глубины 670км - из эклогитов или, возможно, шпинелевидных оливинов и пироксенов. Согласно изложенным выше положениям теории электричества граница Леман вполне могла бы рассматриваться как высокопроводящий слой, залегающий между двумя различными полупроводниковыми оболочками мантии. Если рифтовые зоны, зоны Беньоффа, зоны спрединга, зоны глубинных разломов, авлакогены, эвгеосинклинали и др. пересекутся с указанными высокопроводящими слоями и будет иметь место интенсивный вынос тепла (с участием магматических процессов, процессов газовыделения, эндотермических реакций и др.), то эти зоны окажутся обогащенными теми ионами, которые имелись в полупроводниковом веществе верхней мантии в виде примесей (в первую очередь сульфиды и окислы металлов). Гидротермальные растворы и связанные с ними рудные минералы (сульфиды меди, свинца, цинка), открытые в рифтовых структурах (Красное море, Филиппинское море, Галапагосский рифт и др.), возможно имеют опосредованную связь с рассматриваемым термоэлектрическим механизмом диффузии и транспорта первичной рудообразующей субстанции. Этот механизм переноса первичной рудной субстанции можно распространить, очевидно, также на волноводные слои литосферы, обладающие электролитической и ионной проводимостью.

Перечень хорошо изученных механизмов магматической, осадочной и метаморфической дифференциаций, а также механизм зонной плавки и связанных с ними процессов рудообразования может быть дополнен указанным термоэлектрическим механизмом.

Изложенная схема формирования термоэлектрических токов и диффузии металлов носит, очевидно, пока качественный характер и нуждается в специальном исследовании.

По мнению Н.И.Сафронова, С.С.Мещерякова и Н.П.Иванова (1978)*, рудоносные комплексные гидротермы формируются на фоне ионных гидротерм Пфанна, которые бывают "засорены" отдельными внекомплексными ионами. Этот ионный "мусор" очищается на подъеме гидротерм после их отделения от очага под воздействием магнитно-гидродинамических сил, возникающих в результате взаимодействия земного магнитного поля и находящихся в движении положительных и отрицательных электрических зарядов. Влияние электрического поля в сепарации отдельных ионов из магматических расплавов отмечалось еще в прошлом веке и было сформулировано соответствующее теоретическое положение, известное под названием механизма Сорре.

4.4. Выводы

1. На основании палеонтологических и астрономических данных доказывается уменьшение радиуса и скорости вращения Земли. Экстраполяция современных данных (уменьшение радиуса на 6,37 см за 100 лет и увеличение периода вращения на 2,4 мс за 100 лет) на все геологическое прошлое показывает, что в катархее радиус Земли был больше современного примерно в 1,5 раза, а скорость вращения больше примерно в 2-2,5 раза. Из этих посылок сделаны следующие заключения, представляющие интерес для проблемы офиолитов и смежных проблем геодинамики:

-уменьшение радиуса Земли на 4-6 см за 100 лет объясняет так называемые чандлеровские колебания полюсов Земли (амплитуда колебаний до 10 м), обусловленные периодическим нарастанием напряженности и последующего рассеивания (релаксации) напряжений, накапливаемых в толще Земли в ходе ее сжатия; период этих колебаний (порядка 20-25 лет) коррелирует с периодами сейсмической активности Земли (по оценке Р.Мейерсона);

-уменьшение радиуса Земли на указанную величину полностью обеспечивает тепловой поток из недр планеты в космическое пространство в количестве порядка $4 \cdot 10^{28}$ эрг за год, а соответствующее изменение энергии положения земной коры покрывает полностью потери энергии, выделяемой всеми землетрясениями, возбуждаемыми коровыми очагами;

---

*См. их работу: Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. Л.:Недра, 1978.

- уменьшение радиуса Земли на указанную величину оказывается вполне достаточным для поддержания ее главного магнитного поля по механизму униполярной индукции, превращающему энергию гравитационного поля в энергию замкнутых электрических токов и соответствующего им магнитного поля; период гармонических широтных колебаний этого поля составляет тоже 20-25 лет.

Согласно развиваемой здесь теории сжатия Земли и чандлеровской нутации напряженность магнитного поля растет пропорционально скорости суточного вращения планеты, углу раствора нутационного конуса и в меньшей мере плотности вещества планеты при условии, что *это вещество является проводником электричества; при этом относительное* изменение величины магнитного поля пропорционально относительному изменению радиуса Земли, а последнее - пропорционально амплитуде чандлеровских колебаний полюсов;

- периоду колебания полюсов и магнитного поля продолжительностью 25 лет соответствует эффективная вязкость толщи Земли порядка 10^{21} пуаз, что обеспечивает возможность возникновения в мантии Земли мощных конвекционных течений; соответственно скорость изменения радиуса Земли 6,37 см за 100 лет предполагает вынос тепла из недр Земли не путем простой кондуктивной теплопроводности, а в основном посредством конвективных движений и радиальных колебаний оболочек планеты;

- в соответствии с выводами классической геологии и результатами полевых наблюдений при указанном темпе сокращения радиуса Земли за 1 млрд лет меридиан сокращается на 4000 км, т.е. на 10% и обеспечивается возможность крупных необратимых деформаций земной коры, причем если учитывать то обстоятельство, что это сокращение концентрируется в пластических шарнирах земной коры (в альпинотипных и срединноокеанических хребтах), то интенсивность деформаций изгиба и смятия пластов земной коры достигнет в них 100%, причем концентрация деформаций в узких горно-складчатых зонах предполагает скольжение остальной литосферы и отдельных ее блоков, обусловливает возможность поворота всей Земли в отношении оси вращения; представление о том, что уменьшение объема Земли приходится главным образом на верхнюю половину ее мантии (глубины от 10-40 км до 1300-1400 км) и процесс сжатия сопровождается растяжением верхней мантии, объясняет также наблюдаемое явление рифтообразования в верхних слоях Земли;

- полученные выше результаты подтверждают сделанный астрономами статистический вывод о том, что в начале геологического времени, т.е. примерно 4,5 млрд лет т.н., все планеты солнечной системы вращались вокруг собственной оси примерно с тем же периодом, что и крупные массивные планеты Юпитер и Сатурн в настоящее время, т.е. примерно за 9 ч; соответственно Земля в то время вращалась в 2,5-3 раза быстрее, чем сейчас, полярная ее сплющенность была в 7-9 раз сильнее, чем сейчас и поэтому земная кора, ввиду наличия в ней большой разности главных деформирующих напряжений, была расчленена на множество блоков.

Вместе с этим столь сильное замедление вращения Земли предполагает значительное вытягивание со временем фигуры планеты в направлении оси вращения, уменьшение (сжатие) параллельных кругов на широтах от 0 до $\pm 45^{0}$, увеличение (растяжение) параллельных кругов в высоких широтах. Такой механизм предполагает возникновение в коре и верхней мантии деформационных структур типа срединноокеанических хребтов, глубоководных желобов, островных дуг, кругополярных ороклинных структур и др. Эти деформации происходят на фоне общего относительного симметричного сжатия Земли и конвективных течений глубинных полужидких масс мантии.

Указанные выше результаты открывают ряд новых возможностей для дальнейших исследований проблемы происхождения и космической активности Земли, понимания особенностей внутренних ее физических полей, а также закономерностей развития тектонических и магматических явлений и связанных с ними процессов рудообразования, вулканизма, сейсмичности и др. Разрабатываемые ныне на новом уровне гипотезы возникновения офиолитов в ее связи с тектоникой плит должны быть согласованы с указанными выше принципиально важными механизмами динамической активности Земли.

2. Теоретические расчеты, основанные на учете новых данных о свойствах вещества мантии и коры и условиях залегания коромантийных масс, указывают на множественность путей возникновения крупных масс офиолитов - в виде интрузий гипомагматических ультрамафических расплавов, внедряющихся в условиях геосинклинального прогибания, когда противодавление астеносферы превышает гидростатическое давление литосферы:

- в виде диапировых поднятий в зонах глубокого спрединга, как проявление процесса гидростатического (изостатического) равнове-

сия, осуществляемого путем перетекания текучих маловязких масс мантии в зоне растяжения типа рифтовых структур и окраинных морей;

- в виде аллохтонных тектонических ремобилизатов, формирующихся за счет первозданного мафит-ультрамафитового слоя верхней мантии и нижней коры в ходе коллизии литосферных блоков с глубоко погруженными "корнями" (на многие десятки или первые сотни километров) процессов обдукции, мощных шарьяжей и др., причем имеется в виду исключительно низкий предел прочности тектонизированных серпентинитов (порядка 1 кг/см^2 ввиду чешуйчатого характера серпентина), сравниваемый с прочностью некоторых асфальтенов и специальных паст. Широкое развитие олистолитов, олистостром и меланжа в офиолитовых зонах объясняется малой прочностью серпентинитов, не обеспечивающей возможность сохранения на длительное время массивов высотою более нескольких сотен метров.

3. Офиолиты в виде силловых залежей, дайкообразных или жилообразных тел, секущих литосферу на всю ее мощность, при дальнейшем горизонтальном сжатии литосферы тектонизируются - происходит их расстаскивание, разлинзование, переориентация чешуй серпентина в направлении течений, превращение серпентинизированной массы в своеобразную пасту, которая далее при коллизии (горизонтальном сдавливании) всей мозаики литосферы выжимается к дневной поверхности, надвигается на соседние блоки (обдукция) или, наоборот, соседние блоки пододвигаются под офиолитовые силлы, дайки и жилы, причем в данном случае серпентинизированные массы играют роль смазки. В этом смысле, можно полагать, что к примеру, офиолиты Тавра или Омана, надвинутые в виде пластины на Аравийскую плиту, представляли до надвигания крутопадающие жилообразные или дайкообразные тела, слившиеся на глубине с мантийными квазимагматическими (возможно в состоянии субсолидуса) массами. Так называемые бескорневые массивы в альпинотипных офиолитах также могут рассматриваться как отторженцы офиолитовых жил и даек. Экспериментальные данные о ничтожной прочности (1 кг/см^2) *тектонизированных* серпентинитов вполне согласуются с этим представлением (предел прочности кристаллов чистой каменной соли при гидростатическом давлении 1000 кг/см^2 составляет 100-200 кг/см^2, т.е. превышает прочность тектонизированных серпентинитов на два порядка). Следует подчеркнуть, что высокую текучесть первичные перидотиты в дайкообразно-жилообразных телах приобретают в результате региональной серпентинизации и увеличения коэффициента Пуассона.

Таким образом, для альпийских поясов основным механизмом образования аллохтонных офиолитовых пластин мы считаем выжимание наружу (экструзию) ремобилизованных масс жило-дайкообразных ультрамафитов (после их серпентинизации) в условиях горизонтального сжатия литосферы, могущего сопровождаться как обдукцией, так и субдукцией литосферных блоков по контакту с офиолитовыми жилами (с образованием меланжа). Последующий эрозионный срез, очевидно, обнажает различные горизонты аллохтона и аутохтона. По существу этому механизму подчиняется экструзия (продавливание через щели в пластическом состоянии) вязких риолитов и последующее течение их (часто с перекатыванием) у выхода их на дневную поверхность.

4. Анализ истории геологического развития Тавро-Кавказской области и смежных областей Средиземноморского пояса показывает, что Анатолийско-Иранский субконтинент, консолидировавшийся в результате герцинского орогенеза, вновь вовлекается в процесс коробления, деструкции и геосинклинального развития разновременно в разных частях с начала перми, триаса или юры. По обоим краям субконтинента возникают кулисообразно расположенные зоны мощного осадконакопления - на ССВ - Понтийско-Малокавказская и Эльбурсская, а на юге - Тавро-Загросская. Довольно мощные орогенические движения в этих тектогенах в мезозойское время происходят перед келловеем, перед кимериджем и в середине мела. Наиболее мощные проявления офиолитового магматизма в рассматриваемой области имели место в среднем мелу и в раннем сеноне. Этот этап магматической активности знаменует начало собственно альпийского тектонического цикла. Зоны локализации офиолитовой ассоциации в последующем стали тафрогеосинклинальными прогибами, в позднем сеноне и палеогене выполненными мощными толщами относительно глубоководных мергелистых отложений (с тонкораковинными иноцерамами и морскими ежами), флишем и флишоидными отложениями. В офиолитовых зонах Тавро-Кавказской области эти отложения вместе с офиолитами дислоцированы, смяты, кливажированы и шарьированы гораздо интенсивнее, чем в других районах развития одновозрастных с ними отложений. Этот факт рассматривается нами как важнейший аргумент в пользу представления о решающем значении горизонтальных сжимающих сил, вызвавших смятие и скучивание слоистых комплексов, заполняющих офиолитовые зоны. Это обстоятельство в свою очередь подкрепляет представление о том, что разломы в рассматриваемой области развития альпийских офиолитов

образовались на постофиолитовом этапе, по всей вероятности, тоже в условиях горизонтального сжатия, коробления и общего прогибания литосферы. В этом же плане интерпретируется резкое сближение офиолитовых зон в западной части Армянского нагорья, в створе Тигранакерт-Трапезунд (Эрзинджанский синтаксис или Армянская виргация Фюрона). Дальнейшее их расхождение имеет место западнее, по направлению к Галатскому срединному массиву.

5. В представлении автора (Асланян, 1984) горизонтальное сжатие в Тавро-Кавказском орогене развивается вследствие контракционного сближения Русской и Аравийской платформ. Мнение о том, что Аравийская платформа (плита) по механизму субдукции погружается под орогенический пояс Южного Тавра, вызывает возражение по топологическим соображениям, поскольку строение и мощность земной коры от окрестностей Мертвого моря (мощность всей коры здесь 30 км, мощность верхней кристаллической коры - 19 км, мощность осадочного чехла - 5,5 км, скорость продольных сейсмических волн под корой V_p = 8,15 км/с, глубина подошвы литосферы 54 км, V_p = 8,6км/с) до Внутренней Анатолии (мощность коры 31 км), по-видимому, остается однообразным и постоянным на всем этом протяжении. Наблюдаемое надвигание Таврского комплекса на Аравийскую плиту южнее "Битлисских гор" (по П.Арни, 1936) представляется скорее как шарьяж, а не как обдукция. По сейсмологическим данным, мощность литосферы в Тавро-Кавказском орогене растет от 55 км на юге до 80-100 км в области Малого Кавказа и 70-80 км в Рионо-Куринской низменности, причем анализ изостатических аномалий подтверждает представление о том, что подошва коры в области М.Кавказа по сравнению с ее положением в Куринской и Араксинской низменностях опущена существенно. Отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге отражают, очевидно, в первую очередь эту особенность глубинной тектоники М.Кавказа. Согласно теоретическим расчетам, если на глубине 70 км астеносферные массы имеют текучую консистенцию и плотность около 3,5 г/см³, то литосфера при мощности более 70 км и плотности около 3 г/см³ под собственной тяжестью теряет устойчивость и коробится. По гравиметрическим данным, изостатическая компенсация в полной мере происходит под М.Кавказом на глубине порядка 100 км, а по данным магнито-теллурических исследований имеются высокопроводящие слои на глубинах 80-90 км, 140-160 км и 180-190 км, 200-250 км (район г.Саатли в Милской степи и гор.

Джермук), рассматриваемые обычно как очаги гипомагматических расплавов. Первичные источники андезитового, базальтового, трахибазальтового и гипербазитового магматизма расположены, по всей вероятности, в указанном интервале глубин (порядка 100-200 км), причем согласно широко распространенному в настоящее время мнению об увеличении с глубиной щелочности магм и уменьшении содержания воды можно предположить, что в Приараксинской зоне, где офиолиты ассоциируются с субщелочными вулканитами и субвулканическими телами, источники офиолитовой ассоциации расположены глубже, где, как уже указывалось, больше также глубины заложения разломов (до 100 км). Наличие мельчайших зерен алмазов, муассанита и пиропа в перидотитах М.Кавказа не противоречит прогнозируемым термобарическим условиям, которые соответствуют указанным выше глубинам (частичное плавление пиропового граната при давлении 30 кбар при температуре 1540°С, по Рингвуду, 1981*).

6. Диапировый механизм формирования офиолитов является следствием нарушения сплошности литосферы в осевых зонах сводовых поднятий; при наличии под ними текучих масс неизбежно происходит спрединг красноморского типа и поднятие астеносферных масс. Трансформные разломы в орогенических зонах, так же как и дугообразное расположение самих этих зон по малым кругам Земли, рассматриваются как проявление тенденции минимизации энергии, необходимой для деформации тела в специфическом случае сферичности литосферы и условий уменьшения объема земного сфероида. Сфероидальность литосферы имеет решающее значение в формировании структур растяжения, являющихся путями подъема как ювенильных магматических расплавов, так и разнообразных квазимагматических масс, перемещающихся по механизму тектонического транспорта.

---

*Несколько моделей с периодическим изменением теплового потока и агрегатного состояния пиролита в верхней мантии рассмотрено в работе Н.А.Тихонова и др. (1969). Периодичность тектонических процессов связывается с периодичностью изменения кинетических характеристик верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолитообразования в области Мезотетис можно рассматривать, как результат ограниченного по масштабам ("неудавшиеся океаны") рассредоточенного рифтогенеза гетерогенной континентальной коры, включавшей узкие зоны предшествующего этапа рифтогенеза, без офиолитов, либо с ними. Элементы наследования юрскими-меловыми офиолитовыми трогами более древних зон глубинных разломов особенно очевидны для области развития офиолитовых параавтохтонов. Компрессия офиолитовых трогов и выдвижение офиолитовой ассоциации на комплекс обрамления происходили в интервале времени от начала позднего мела (Апеннины, Альпы) до сенона включительно, в итоге формируются разные по масштабам и структуре покровы, а во внутренней Передней Азии - параавтохтоны. Выявляется достаточно очевидная взаимосвязь между тектоническими условиями возникновения офиолитовых трогов (разных по морфологии и размерам) и структурными формами становления офиолитовой ассоциации в складчатых зонах. Все эти данные в совокупности подчеркивают две особенности офиолитообразования: планетарную масштабность процесса, зависимость от кинематики главных литосферных плит: Евро-Азиатской и Афро-Аравийской и, наряду с тем, очевидную секториальную разобщенность области Мезотетис по типам офиолитообразования и особенностям становления в структуре континентальной коры - складчатых зон и краев платформ.

Актуалистический метод пока еще недостаточно оценен в проблеме генезиса офиолитов: определенные трудности возникают в связи с явной конвергенцией ряда важнейших признаков формационного уровня и более дробного (петро-геохимического и др.). Проведенные реконструкции еще раз подтверждают своеобразие геодинамики и тектонической структуры офиолитовых трогов и смежных с ними поднятий коры континентального типа. Наибольшее сходство выявляется с развитием рифтов красноморского типа, между тем наибольшие трудности возникают при сопоставлении с активными окраинами Тихого океана: в об-

ласти Мезотетис отсутствовала крупная океаническая ванна, не везде воссоздаются срединные хребты и довольно редко обнаруживаются надежные признаки существования зон субдукции, в целом структуры Мезотетис имели меньшие масштабы и по их сочетанию современные гомологи пока не выявлены. Перспективным потому является сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых зон области Тетис с синхронными офиолитовыми зонами Тихоокеанского кольца, сравнение с более древними, палеозойскими и докембрийскими офиолитами и в целом с эпохами офиолитообразования. Крайне необходимы работы в области моделирования механизма становления офиолитов в структуре континентов.

В заключение также подчеркнем важность изучения этой актуальной теоретической проблемы геологии для выяснения закономерностей размещения многочисленных полезных ископаемых, размещенных в офиолитовых разрезах, а также в пределах надофиолитового чехла и примыкающих зон обрамления.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). "Геотектоника", 1979, №1, с. 77-84.

Алиюлла Х., Абассов А. К изучению радиоляритов Лачинского района (Азербайджан). ДАН Аз.ССР, т.36, 1980, №9, с. 73-76.

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 191 с.

Асланян А.Т. Основы количественной теории магнитного поля Земли. Ереван, Армгосиздат, 1962, 51 с.

Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958, 430 с.

Асланян А.Т. Температура в недрах Земли и некоторые вопросы металлизации геосинклиналей и глубинных разломов. В сб.:"Закономерности размещения полезных ископаемых", вып. УП, М.,Наука, 1964, с. 388-390.

Асланян А.Т. Основные черты геологического развития Армянской ССР. "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1981, №3, с. 3-21.

Асланян А.Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1984, 161 с.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1977, №4-5, с. 13-26.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. ХУ, 1977, №4, с. 220-226.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа (некоторые итоги). "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1982, №3, с. 3-12.

Асланян А.Т., Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Ханзатян Г.А. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, №1, 1987, с. 9-16.

Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. В кн.: "История мирового океана". М., Наука, 1971, с. 107-127.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981, 212 с.

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморской-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. В кн.:"Проблемы геодинамики Кавказа". М., Наука, 1982.

Белостоцкий И.И., Колбанцев Р.В. Еще раз к проблеме офиолитов в Динаридах. "Бюлл.Моск. о-ва исп. природы", отд. геол., т.55, вып.5, 1980, с. 3-15.

Белостоцкий И.И. Шарьяжи, как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов. "Бюлл.Моск. о-ва исп. природы", отд. геол., т.60, вып.2, 1985, с. 3-18.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978.

Бернулли Д., Лаубшер Г., Трюмпи Р., Венк Э. Центральные Альпы и горы Юра. В кн.: "Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса", т.1, М., Мир, 1977, с.111-140.

Бижо-Дюваль Б., Летузе Ж., Монтадер Л., Курье П., Мунье Ж., Санчо Х. Геология бассейнов Средиземного моря. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., Мир, 1979, с. 41-70.

Богатиков О.А., Богданов Н.А., Добрецов Н.Л., Книппер А.Л., Хаин В.Е., Шараськин А.Я. Офиолиты Апеннинского полуострова (6-я офиолитовая полевая конференция. Козенца, Флоренция, Турин 18 июня - 5 июля 1980 г.), "Геотектоника", 1981, 5, с. 105-112.

Богданов Н.А., Шараськин А.Я. Геохимия офиолитов (ежегодный симпозиум проекта № 195 МПГК). "Геотектоника", № 5, 1986.

Боголепов К.В., Чиков Б.М. Геология дна океанов. М., Наука, 1976, 246 с.

Габриелян А.А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. "Изв. АН АрмССР", науки о Земле, 1970, № 3, с. 11-41.

Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М., Недра, 1985, 239 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые Зоны Земли. Недра, 1977, 247 с.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960, 484 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. ДАН СССР, т.216, 1974, № 6, с. 1383-1386.

Егоркина Г.В., Соколова И.А. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. "Сов.геология", 1973, № 6, с. 80-91.

Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Изучение глубинных разломов по материалам станции "Земля" на территории Армении. "Разведочная геофизика", вып.72, М., Недра, 1976, с. 29-40.

Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы радиолярий Малого Кавказа. "Изв. АН СССР", сер.геол., 1976, № 2, с. 156-160.

Закариадзе Г.С., Книппер А.Л.,Лордкипанидзе М.Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитовых поясов Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамический аспект). В кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа", М., Недра, 1982, с. 117-121.

Закариадзе Г.С., Селантьев С.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Природа доофиолитового фундамента Малого Кавказа. Тез.докл. III семинара-школы "Геодинамика Кавказа". Ереван, Изд. АН АрмССР, 1986, с.23-24.

Казьмин В.Г. О двух типах раскола континентов. "Геотектоника", 1984, № 2, с. 23-36.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., Наука, 1975, 208 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М., Мир, 1979, 262 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М., 1960.

Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск, Наука, 1986, 221 с.

Лисицин А.П. Процессы океанической седиментации. М., Наука, 1978, 388 с.

Ломизе М.Г. Краевые офиолитовые швы Альпид Ближнего и Среднего Востока. "Геология и разведка", 1972, № 2, с. 14-23.

Ломизе М.Г. Тектонические условия геосинклинального вулканизма. М., Недра, 1983, 194 с.

Лоодкипанидзе М.Б. Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Автореф.дисс. на соиск. уч. степени докт. г.-м.н. Тбилиси, 1985.

Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978, 96 с.

Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., Мир, 1964, 384 с.

Матвеенков В.В., Хаин В.В. Палеовулканическая постройка Караксах (Южные Мугоджары): опыт изучения океанического ложа. В кн.: "История развития Уральского палеоокеана". М., 1984, с. 112-125.

Океанология. Геология океана. М., Наука, 1979, 415 с.

Паланджян С.А., Сатиан М.А., Степанян Ж.О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1977, № 1, с. 15-21.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. "Геотектоника", 1969, № 4, с. 5-23.

Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. В кн.: "Тектоника", М., Наука, 1972, с. 27-37.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981, 584 с.

Саркисян Г.А., Ананян Э.В., Танашян М.В., Караханян А.С. О рудоконтролирующей роли Памбак-Саринарского разлома (Севанский хребет). "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, № 3, 1982, с. 13-19.

Сатиан М.А. О морфологии и стадиях развития офиолитовых прогибов. "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1973, № 1, с. 42-51.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Альб-верхний мел-палеоцен. Условия осадконакопления. В кн.: "Геология АрмССР", т.5, Ереван, "Литология", Изд. АН АрмССР, 1974, с. 432-437.

Сатиан М.А. О соотношении осадочных и вулканогенных пород в разрезе офиолитовой ассоциации (на примере Передней Азии и прилегающих районов Средиземноморья). "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1979, № 4, с. 25-39.

Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван, Изд. АН АрмССР, 1979, 168 с.

Сатиан М.А. Сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых прогибов Малого Кавказа, смежных регионов Передней Азии и Восточного Средиземноморья. В кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа", Тбилиси, 1982.

Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1984, 173 с.

Сатиан М.А. Металлоносные силициты позднемезозойской офиолитовой серии Малого Кавказа. "Изв. АН АрмССР", Науки о Земле, 1985, № 5, с. 19-31.

Сатиан М.А. Металлоносные силициты. В кн.: "Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР". Ереван, Изд. АН АрмССР, 1987, с. 95-114.

Сафонов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. Л., Недра, 1978, 215 с.

Смит А.Д., Морс Э.М. Эллиниды. В кн.: "Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса", т. 1, М., Мир, 1977, с. 200-233.

Соколов С.Д. *Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы* Малого Кавказа. М., Наука, 1977, 91 с.

Соловкин А.Н. О триасе верховьев р.Акера (Азербайджанская ССР). ДАН АзССР, т.6, 1950, № 6.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли ."ДАН СССР", т. 188, № 2, 1969, с. 338-341.

Хаин В.Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. "Геология и разведка". 1972, № 2, с. 3-13.

Хокинс Дж.мл. Геология котловины Лау-окраинного моря позади дуги Тонга. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.2, М., Мир, 1978, с. 207-225.

Цамерян О.П. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа. Тез. докл. Ш семинара-школы "Геодинамика Кавказа". Ереван, Изд. АН АрмССР, 1986, с. 84-85.

Чирич Б.М. Развитие Динарид в альпийском цикле. "Геотектоника", 1967, № 6, с. 3-24.

Шихалибейли Э.Ш., Аллахвердиев Г.И., Казинцова Л.И. Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. "Изв. АН АзССР", Науки о Земле, 1980, № 3, с. 37-46.

Штеклин И. Северный Иран: горы Эльбурс. В кн.: "Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса", т.1, М., Мир, 1977, с. 264-289.

Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., Мир, 1979, с. 230-247.

Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке; оценка современных представлений. В тр. 27-го МГК, Тектоника Азии, кол. К. 05, т.5, М., 1984.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с нею закономерности размещения полезных ископаемых. "Геол. и геофиз.", 1977, № 11, с. 90-97.

Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. Development of the Northern Apennines geosyncline. "Sedim.Geology.", v. 4, (3/4), 1970, N 34, pp. 521-577.

Abbate E., Bortolotti V., Principi G. Pre-orogenic tecto - nics and metamorphism in Western Tethys ophiolites. "Ofioliti." v. 9, N 3, 1984, pp. 245-278.

Alavi-Tehrani N. The distribution of ophiolites in Iran and their significance. "Ofioliti.", v. 2, Tethyan ophiolites. sp.is., 1980, pp. 315-334.

Al-Hassan M.E., Hubbard F.H. Magma segregation in a tectonic remount of basalt ophiolite, Penjwin, NE, Irac. "Ofioliti." v. 10, N 2/3, 1985, pp. 139-146.

Altinli J.E. Explanatory text of the geological map of Turkey. Erzurum, Ankara, 1963.

Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg, 1942.

Arikan Y. The geology and petroleum prospects of the Tuz golu basin. "Bull. Mineral Research and explor. Institute of Turkey.", 1975, N 85, pp. 17-37.

Aubouin J., Bonneau M., Davidson J., Leboulenger P., Matesco S., Zambetakis A. Esguisse structurale de l'Arc egeen ex - terne: des Dinarides aux Taurides. "Bull.Soc.geol.France.", v. 18, 1976, N 2, pp.

Barrett T.J. The Pb isotopic composition of Jurassic cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. "Earth and Planet.Science Lett.", 49, 1980, pp. 193-204.

Barrett T.J. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded cherts overlying ophiolites in the North Apennines., Italy, " Sedimentology", v. 29, N 3, 1982, pp. 353-373.

Bebien J., Chnenstetter D., Chnenstetter M., Vergely P. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. "Ofioliti", Tethyan ophiolites, v. 2, 1980, pp. 129-198.

Beccaluva L., Piccardo G., Serri G. Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. "Ofioliti", v. 4, 1979, N 1, pp. 314-331.

Berberian M. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust. "Canadian Jour. of Earth Sciences", v. 20, N 2, 1983, pp. 163-183.

Bergougnan H. Structure de la Chaine pontigue dans le Haut-

- Kalkit (Nord-Est L'Anatolie). "BullSoc.geol.France", 1976, v. 18, N 3, pp. 670-690.

Bernoulli D., Jenkyns H. Alpine, Mediterranean and central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: "Modern and ancient sedimentation", Soc.Econ. Paleont.Min.Spec.Publ. 1974, N 19, pp. 129-150.

Bingöl E. Discussions on the metamorphic map of Turkey in a scale of 1:2.500.000 and geotectonic evolution of some metamorphic belts. "Bull.Min.Explor.Inst.Turkey", 1974, N 83, pp. 132-138.

Bonnati E. Metallogenesis at oceanic spreading centers. "Earth and Planetary sciences", 1975, v. 3, pp. 401-431.

Bonnati E., Zerbi M., Kay R., Rydell H. Metalliferous deposits from the Apennines ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. "Geol.Soc.Amer. Bull.", v. 87, N 1, 1976, pp. 83-94.

Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976, p. 158.

Boccaletti M., Bortolotti V., Sagri M. Ricerche sulle ofioliti delle Catena Alpine. I. Osservazioni sull'Ankara Melange nella zona di Ankara", "Boll.Soc.Geol.Ital.", 1966, v. 85, N 2, pp. 485-508.

Bortolotti V., Sagri M., Ricerche sulle ofioliti delle Catena Alpine. 4. Osservazioni sull' e la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia). "Boll.Soc.Geol.Ital.", 1968, 87, N 4, pp. 401- 431.

Bortolotti V., Piccarelli G., Manetti P., Passerini P., Radrizzani C., Torre D. Studies of mafic and ultramafic rocks. I. A Jurassic sequence on top of the Zlatibor ultramafic (Jugoslavia). "Boll.Soc.Geol.Ital.", 1971, 90, N 4, pp. 415-428.

Bortolotti V., Lapierre H., Piccardo G. Tectonics of the Troodos Massif (Cyprus): preliminary results. "Tectonophysics", 1976, 35, T1-T5.

Bourbon M., Gragiansky de P., Lemoine M., Mecard-Galli J., Mercier D. Platform carbonates and pelagic condenced sequences, Mesozoic of the Brianconnais zone (French Alps). Excursion 5, IX Congress Intern.Sediment., Nice, 1975, p. 155.

Bourbon M., Caron J., Lemoine M., Tricart P. Stratigraphie des Schistes lustres piemontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelle interpreta-

tion et consequences geodynamiques. "Bull.Soc.geol.France", Supp.Bull..t.2I, N 4, fasc. 4, I979, pp. I80-I82.

Bremer H. Geology of the Coastal Regions of Southwestern Turkey. In: "Geology and History of Turkey", Tripoli, Libya, I97I, pp. 257-274.

Brunn J., Dumont J., Gragiansky de P., Gutnic M., Juteau T., Marcoux J., Monod O., Poisson A., Outline of the Geology of the Western Taurids. In: "Geology and History of Turkey", Tripoli, Libya , I97I, pp. 225-256.

Burgath K., Kockel F., Mohr M., Raschka H. A complex of sheeted dykes and pillow lavas in the southern part of the Chalkidiki Peninsula, Greece. "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, I979.

Çakir U., Juteau T., Whitechurch H. Nouvelles preuves de lecaillage intra-oceanique, prococe des ophiolites tethysiennes: les roches metamorphique intra-peridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turguie). "Bull.Soc.geol.France", t. XX, I978, N I, pp. 6I-70.

Çapan U. Approaches to internal structure petrology and petrochemistry of ophiolite massifs of Taurus belt (Marmaris, Mersin, Pinarbast and Divrigi). "Ofioliti", v. 5, I980, N 2/3, p. 275.

Çapan U., Floyd P. Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of the Ankara Melange. "Ofioliti", v. I0, N I, I985, pp. 3-I8.

Chopin C. Goesite and pure pyrope in high-grade blurschists of the Western Alps: a first record and some consequences "Contrib. Mineral.Petrol." I984, v. 86, pp. I07-II8.

Coleman R. Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites. "Ofioliti", v. 9, N 3, I984, pp. 205-222.

Dal Piaz G., Von Raumer J., Zanettin B., at al. Geological outline of the Italian Alps. In: "Geology of Italy", Tripoli, I975, pp. 299-375.

Davies R.G., Jones C.R., Hamzepour B., Clark G.C. Geology of the Masuleh Sheet (Northwest Iran). "Geol.Survey of Iran", I972, Report N 24, II0 p.

Davoudzadeh M. Geology and Petrography of the Area North of Nain, Central Iran. "Geol.Survey of Iran", I972, Reporth N I4, p. 90.

Daurer A. Short notes on the Idalp ophiolites (Engadin window, Tyrol, Austia) "Ofioliti", v. 5, 1980, N I, p. 101.

Delaloye M., Souza H., Wagner J., Hedley J. Isotopic ages on ophiolites from the Eastern Mediterranean. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, 1979, pp. 292-295.

Delaloye M., Piskin O., Selçuk H., Vuagnat M., Wagner J. Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean coast, Southern Turkey. "Ofioliti", v. 5, 1980, N 2/3, pp. 205-216.

Delaune-Mayere M. Evolution of a Mesozoic passive continental margine: Baer-Bassit (NW Syria). In: "The Geological evolution of the Eastern Mediterranean". Geol.Soc.Scien.Publ., N 17, Oxford, 1984, pp. 151-161.

Desmons J., Delaloye M., Desmet A., Gagny Cl., Rocci G., Voldet P. Trace and rare earth element abundances in Troodos lavas and sheeted dykes. Cyprus. "Ofioliti", v. 5, N I, 1980, pp. 35-56.

Dimitrievič M., Dimitrievič M. The polyphase melange of the Vardar zone. "Bull.Soc.geol.France", t. XYIII, 1976, N 2, pp. 205-208.

Dimitrievič M. The Dinarides: a model based on the new global tectonics. In: "Metallogeny and concepts of the Geotectonic development of Yugoslavia", Belgrade, 1974.

Dragasevič T. Contemporary structure of the Earth's crust and upper Mantle on the territory of Yugoslavia. In: "Metallogeny and concepts of the Geotectonic development of Yugoslavia". Belgrade, 1974.

Elter P. L'ensemble liqure. "Bull.Soc.geol.France", 1975, N 6, pp. 984-997.

Ernst W.G. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. "Bull.Geol.Soc.Amer.", 84, 1973, pp. 2053-2078.

Ferrara G., Innocenti F., Ricci C., Serri G. Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites: geochemical evidence. "Chemical Geology", 17, 1976, pp. 101-111.

Fleet A.S., Robertson A.H.F. Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman. "J.geol.Soc.", London, v. 137, 1980, pp. 403-422.

Förster H. Associations of Volcanic Rocks in the Mountains South of Sabzevar (NE Iran). In: "Intern.Geol.Congr.Rep.-

XXIII Session", v. 2, Proc.Sedtion 2, Volcanism and tectogé - nesis. Prague, 1968, pp. 197-212.

Gelet P. Apropos du melange de type "volcano-sedimentare" de l'Iti (Greece meridionale). "Bull.Soc.geol.France", 1976, (7), t. XYIII, N 2, pp. 299-307.

Gianelli G., Passerini P., Sguazzoni G. Studies of mafic and ultramafic rocks. 3. Some observations on mafic and ultramafic complexes north of the Bolkardag (Taurus, Turkey), "Bull. Soc.Geol.Ital.", 1972, 91, pp. 439-488.

Glennie K., Boeuf M., Hughes-Clarke M., Moody-Stuart M., Pilaar W., Reinhardt B. Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution. "Bull.Am.Assoc.Petr.Geol.", v. 57, 1973, N 1, pp. 5-27.

Graham G. Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman Mountains. In: "Int.Ophiolite Symp.", Nicosia, Cyprus. 1979, pp. 414-423.

Gass J. Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. "Geol.Mag.", v. XCV, N 3, 1958, pp. 241-251.

Grubic A. Eastern Serbia in the light of new global tectonics: consequences of this model from the interpretation of the tectonics of the northern branch of the Alpides. In: "Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia". Belgrad, 1974, pp. 185-201.

Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee. I comlessi ofiolitici e le unita cristalline della Corsica alpina. "Ofioliti", v. 2, 1977, N 2/3, pp. 265-324.

Hall R. Ophiolite related contact metamorphism: skarns from Neyriz, Iran, "Ofioliti", v. 6, N 1, 1981, p. 176.

Hall R. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone. SE Turkey. "Bull.Geol.Soc.Amer.", v. 87, 1976, N7, pp. 1078-1088.

Hall R. Disrupted Tethyan ophiolites. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, 1979, pp. 287-291.

Hall R. Ophiolites and passive continental margins. "Ofioliti", abstracts, Supp. al. v. 6, 1981, p. 21.

Hoch V. Ophiolites in Middle part of the Hohe Tauern.Austria. "Ofioliti", v. 5, 1980, N 1, pp. 57-68.

Howell B.F. Science News, v. 98, N 7, 1970.

Irwin W., Murchey B., Jones D., Kling S., Mid-Cretaceous

radiolarians in Parapedhi Formation, Cyprus. "Ofioliti", v. 5, 1980, N 2/3, pp. 265-266.

Italian working group on Mediterranean ophiolites (GLOM). In: Int. Ophiolite symp., Nicosia, 1979.

Jeffreys H. Deep focus earthquakes. Ergebnisse Kosmischen physik, 4, 1939.

Jutean Th. Ophiolites of Turkey. "Ofioliti", v. 2, Tethyan ophiolites. sp.is., 1980, pp. 199-238.

Kazmin V., Ricou L.-E., Sbortshikov J.M., Structure and Evolution of the Passive Margin of the Eastern Tethys. "Tectonophysics", 123, 1986, pp. 153-182.

Kazmin V.G., Sbortshikov J.M., Ricou L.-E., Zonenshain L.F., Boulin J., Knipper A.L. Volcanic belts of markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. "Tectonophysics", 123, 1986, pp. 123-152.

Knipper A.L., Khain E.V. Structural position of ophiolites of the Caucasus. "Ofioliti", v. 2, Tethyan ophiolites. sp.is., 1980, pp. 297-314.

Koepke J., Kreuzer H., Seidel E. Ophiolites in southern Aegean arc (Crete, Karpatos, Rhodes) lineing the ophiolite belts of the Hellenides and the Taurides. "Ofioliti", 1985, 10 (2/3), pp. 343-354.

Koller F., Pahr A. The Penninic ophiolites on the Eastern end of the Alps. "Ofioliti", v. 5, 1980, N 1, pp. 65-75.

Lagabrielle J. Ophiolites et croute oceanique tectonique et environment sedimentaire. Apport des donnees oceaniques a l'interpretation geologique des series ophiolitiferes du Queyras (Alpes franco-italiennes). These de doctorat de 3eme cycle Universite de Bretagne accidentale. Brest, 1982.

Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy). "Ofioliti", v. 4, 1979, N 2, pp. 173-182.

Lemoine M. Eugeosynclinal Domains of the Alps and the Problem of past oceanic areas. In: Intern.Geol.Congress, session 24, section 3, "Tectonics", Montreal, 1972, pp. 476-485.

Lensch G. Major element geochemistry of the ophiolites in North-Eastern Iran. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, 1979, pp. 398-401.

Maksimovic Z. Some data on the composition of the upper

Mantle in the Dinardes. In: "Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia". Belgrad, 1974.

Maloe S. Temperature and pressure relations of escending primary magmas. "Journ.Geophys.Res." v. 78, N 29, 1973.

Marcoux J., Ricou L. Classification des ophiolites et radiolarites alpino-mediterraneenes d'apres leur contexte paleogeographique et structural. Implications sur leur signification geodynamique. "Bull.Soc.geol.France", t. XXI, 1979, N 5, pp. 643-652.

Majer V. Main characteristics of the last Northwestern part of the Mesozoic Dinarde ophiolite belt in the Banija area, Yugoslavia. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, 1979.

Michard A., Whitechurch H., Ricou L.-E., Montigory R., Yargan E. Tauric subduction (Malatya-Elazig provinces), and its bearing on tectonic of the Tethyan realm in Turkey. In: "The Geol.Evolution of the Eastern Mediterranean", Geol.Soc.scien. publ. N 17, Oxford. 1984.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. "Journ.Geol.", v. 83, 1975, N 2, pp.249-281.

Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. "Earth Planet.Sci.Letts.", 1973, N 19, pp. 218-224.

Monviso (Compagnoni e.a.) The Monviso ophiolite complex. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, 1979, pp. 332-340.

Naylor M., Harle T. The Palaegeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite. N. Greece. "Ofioliti", v. 2, 1977, N 1, pp. 187-188.

Nisbet E., Price I. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge derived sediments. In: "Pelagic Sediments: on land and under sea." Spec.Publ. N 1, "International Assoc.Sediment.", 1974.

Norman T. Flow features of Ankara Melange. In:"Congress international di Sedimentologie", Theme IY, Nice, 1975, p. 17.

Ozkaya I. Origin and tectonic setting of some melange units in Turkey. "Journ.of Geol.", v. 90, 1983, N 3, pp. 269-278.

Pamić J., Majer V. Ultramafic rocks of the Dinaride central ophiolite zone in Yugoslavia. "Journ.Geol.", v. 85, 1977, N 5, pp. 553-569.

Pamić J., Sestini G., Adib D. Alpine magmatic and metamor-

phic processes and plate tectonic on Zagros range of Iran. "Geol.Soc.Amer.Bull.", p.I, v. 90, N 6, 1979, pp. 569-576.

Pantozis T.M. Ophiolites of Cyprus. "Ofioliti", v. 2, sp. iss. Tethyan ophiolites. 1980, pp. 239-278.

Parrot J. The Baer-Bassit (Northwestern Syria) ophiolitic area. "Ofioliti", v. 2, 1980, spec.iss. "Tethyan ophiolites", pp. 279-296.

Parrot J., Delaune-Mayere M. Les terres d'ombre du Bassit (Nord-Quest Syrien).Comparison avec les termes similares du Troodos (Chypre). Cah. ORSTOM se. Geol., v. VI, N 2, 1974, pp. 147-160.

Pearce J.A. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, 1979, pp. 261-272.

Piccardo G. Le ofioliti dell'Areale Ligure: petrologia e ambienie geodinamice di formazione. "Soc.Ital.Mineral e Petrol". 1977, 33, N I, pp. 221-252.

Pichon J.F., Brunn J.H. An inverted metamorphism under the Vourinos ophiolitic suite, Greece, "Ofioliti", 1985, 10.(2/3), pp. 263-374.

Piskin O., Delaloye M., Selçuk H., Wagner J.J. Guide to Hatay Geology (SE) Turkey. "Ofioliti", v. II, N 2, 1986,pp.87-104.

Press F. Regionalized Earth models. Journ.Geophys.Res., v. 75, N 32, 1970.

Rognante U., Perroto A., Salino C., Toscani L. The ophiolitic peridotites of the Western Alps: record of the evolution of a small oceanic-type basin in the Mesozoic Tethys. "Ofioliti", v. II, N I, 1986, p. 70.

Robertson A.H.F. The Hatay ophiolite (Southern Turkey) in its Eastern Mediterranean tectonic context: a report on some aspects of the field excursion. "Ofioliti", v. II, N 2, 1986, pp. 105-120.

Robertson A.H.F., Dixon J.E. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: "The Geol.evolution of the Eastern Mediterranean". GeolSoc.scien. Publ. N 17, Oxford, 1984, pp. 1-74.

Robertson A.H.F., Fleet A.J. The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus. "Earth and Planet.Science let.", 28, 1976, pp. 385-594.

Sclater J.G., Jaupart C., Galston D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. "Rev.Geophys.Space.Phys"., I8, I980, pp. 269-3II.

Schwan W. Geology and Tectonics of the Central Amanos Mountains of Turkey. In: "History and Geology of Turkey", Tripoli, pp. 283-304.

Searle M.P., James N.P., Calon T.J., Smewing J.D. Sedimentological and structural evolution of the Arabian continental margin in the Musandam mountains and Dibba zone. United Arab Emirates. "Geol.Soc.Amer.Bull." I983, v. 94, N I2, pp.I38I-I400.

Sengor C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. "Tectonophysics", 75, I98I, pp. I8I-242.

Smewing J.D. Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. "Ofioliti", v. 2, Tethyan ophiolites. sp.is., I980, pp. 335-378.

Stöklin J., Eftekhan-nezhad J., Hushmand-zadeh A. Central Lut Reconaissance East Iran. "Geol.Survey Iran Report". I972, N 22.

Stepanov D.L., Golschani F., Stöklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. "Geol.Surv.Iran", Rep. N I2, I969.

Stride A.H., Belderson R.H., Kenyon N.H. Evolution miogeanticlines of the East Mediterranean (Hellenic, Calabrian and Cyprus outer Ridges)., "Philos.Trans.Royal Soc.", v. 284, I977, N I322, pp. 255-285.

Terranova R., Zanzucchi G. Il gruppo ofiolitico dei Monti Maggiorasca e Nero (Appennino Ligure-Emiliano): carta geologica e interpretazioni Geodinamiche. Mem.Soc.Geol.It., v. 24, I982, pp. I27-I38.

Thuizat Rt., Montigny R. K-Ar geochronology of three Turkish ophiolites. In: "Int.Ophiolite symp.", Nicosia, I979.

Ugurtas G. The Geology and petroleum prospects of the Tuz Golu basin. "Bull.Mineral.research and explor. Institute of Turkey", I975, N 85, pp. 38-44.

Üsenmes S. Geology of the Candir (Kalecik Area). "Bull.Res. and Explor.Inst.Turk.", I977, N 83, pp. 3I-49.

Venturelli G., Frey M. Anchizone metamorphism in Sedimentary sequences of the Northern Apennines. "Soc.It.Mineral e Petrologia", 33, I977, N I, pp. I09-I23.

Vuichard D. The Ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadine window, Switzerland): the metamorphic and tectonic evolution of a small ocean basin in the Penninik realm. "Ofioliti", v. 9, N 3, 1984, pp. 619-632.

Weber-Diefenbach K.,Davoudzadeh M., Alavi-Tehrani N., Lensch G. Paleozoic ophiolites in Iran. Geology, geochemistry and geodynamic implication. "Ofioliti", v. II, N 3, 1986, pp. 305-338.

Whitechurch H., Juteau Th., Montigny R. Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethyan. In: "The Geological evolution of the eas - tern Mediterranean". Geol.Soc.science, Publ., N 17, Oxford, 1984, pp. 301-319.

Zakariadze G., Knipper A., Sobolev A., Tsamerian O., Dmitriev L., Vishnevskaya V., Kolesov C. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. "Ofioliti", v. 8, N 3, pp.439-466.

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е 5
Г л а в а 1. Офиолитовые покровы 6
1.1. Покровы с сохранившимися стратиграфическими соотношениями главных членов офиолитового разреза 6
1.2. Покровы с нарушенными и отчасти сохранившимися стратиграфическими соотношениями главных членов офиолитового разреза 9
1.3. Чешуйчато-надвиговые структуры, переходящие в многопластинчатые покровы, включающие офиолитовые пластины и олистолито-олистостромовые толщи 15
1.4. Многопластинчатые покровы с преобладанием компонентов офиолитовой серии 18
Г л а в а II. Офиолитовые парааавтохтоны 27
2.1. Офиолитовые парааавтохтоны, слагаёмые крупными блоками, в каждом из них с сохранившимися стратиграфическими соотношениями пачек, слоев с весьма неравномерным по латерали развитием меланжа 27
2.2. Офиолитовые парааавтохтоны с преобладанием меланжа . . 37
2.3. Офиолитовые парааавтохтоны с весьма подчиненным развитием меланжа 41
В ы в о д ы 47
Г л а в а III. Тектонические условия формирования офиолитовой серии и становление ее в складчатых зонах континентальной коры 49
3.1. Критерии тектонической обстановки 49
Литолого-формационные признаки (49), вулканические продукты (53), о батиметрии накопления (58), гидротермально-осадочные продукты (60), умбры и охры (60), металлоносные силициты (61), олистолиты и олистостромы (64), олистолито-олистостромовые накопления областей

параавтохтонного размещения офиолитовой ассоциации (64), меланж тектонический (71), метаморфизм пород офиолитовой серии (73)
3.2. Обсуждение и выводы 80
Глава 1У. Некоторые геодинамические вопросы локализации офиолитовых зон 103
4.1. О механизме тектонического продавливания гипербазитовой магмы 103
4.2. О возможности спрединга рифтовых структур 119
4.3. О термоэлектрическом механизме металлизации геосинклиналей и рифтовых структур 129
4.4. Выводы 134
Заключение 141
Литература 143

Ашот Тигранович Асланян
Марлен Акимович Сатиан

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

Редактор издательства *И.Г.Апкарян*
Художник *Г.Н.Горцакалян*
Тех. редактор *Р.Х.Геворкян*
Корректор *Н.Р.Амирджанян*

Набрано на наборно-пишущей машине
ИБМ оператором *М.Л.Минасян*

ИБ № 1314

Сдано в производство 8.10.1987 г. Подписано к печати
22.09.1987 г. ВФ 08286. Формат 60x84 1/16. Бумага № 2.
Офсетная печать. Печ.л. 10,0 + 2 вкл. Усл. печ. л. 9,5.
Учетно-изд. л. 9,76. Тираж 600. Зак.1462 Изд.№7142. Цена 1р.30к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24г
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г.Эчмиадзин

1 р. 30 коп.

4890