



С. Д. СОКОЛОВ

АККРЕЦИОННАЯ  
ТЕКТОНИКА  
КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО  
СЕКМЕНТА  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОЯСА



• НАУКА •

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С.Д. СОКОЛОВ

АККРЕЦИОННАЯ  
ТЕКТОНИКА  
КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО  
СЕКМЕНТА  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОЯСА

*Труды, вып. 479*

Основаны в 1932 году



---

МОСКВА "НАУКА"  
1992

Russian Academy of Sciences

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

S.D. Sokolov

ACCRETIONARY TECTONICS OF THE KORYAK-CHUKOTKA SEGMENT  
OF THE PACIFIC BELT

*Transactions, vol. 479*

---

Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса /  
С.Д. Соколов. — М.: Наука, 1992. — 182 с. (Труды ГИН; Вып. 479). ISBN 5-02-002235-7

Согласно аккреционной модели развития, формирование окраины Азии происходило в результате включения разнообразных в палеотектоническом отношении комплексов, в том числе экзотических террейнов, в состав покровных систем, которые последовательно причленились к континенту. Состав и строение аллохтонных элементов указывают на тектоническую расслоенность литосферы. Аккреция определяется как дискретный процесс, синхронный эпохам тектонических деформаций и структурных перестроек на континентах и в океанах.

Ил. 54. Библиогр. 193 назв.

Рецензенты:

*А.А. Белов, С.В. Руженцев*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц*

Ответственный редактор  
академик *Ю.М. Пушаровский*

A comparative tectonic analysis of terranes has been to construct an accretionary model of evolution. Formation of the Asian continental margin went by way of incorporation of the terranes, in nappe systems which in succession merged with the continent. Composition and structure of allochthonous elements point to the tectonic delamination of the lithosphere. Accretion is regarded as a discrete process synchronous with epochs of tectonic deformations and restructuring on continents and in oceans.

Reviewers:

*A.A. Belov, S.V. Ruzhentsev*

Editorial board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR  
*A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Dritz*

Responsible editor

Member of Academy of Sciences of the USSR *Yu.M. Pushcharovskiy*

## ВВЕДЕНИЕ

В современной геотектонике особое внимание уделяется изучению структур и эволюции континентальных окраин, которые понимаются в самом широком смысле как области перехода континентальной коры в океаническую. Среди них особое значение имеют активные окраины, которые включают сложный латеральный ряд структур с корой континентального, переходного и океанического типов. Исследование активных окраин дает новый материал для решения вопросов становления разных типов земной коры, формирования покровно-складчатых сооружений, закономерностей распределения осадочных и магматических формаций и размещения многих видов полезных ископаемых. Неудивительно, что любая из известных универсальных тектонических концепций (геосинклиналиного процесса, тектоники плит, коллажа террейнов, тектонической расслоенности) стремилась объяснить происхождение и развитие континентальных окраин. Именно эта проблема вызывает большинство дискуссий между сторонниками той или иной концепции. В последние годы изучение активных окраин обособилось в самостоятельную ветвь, получившую название аккреционной тектоники.

В аккреционной тектонике главное внимание уделяется разработке региональных моделей. Они составляют базу для тектонических обобщений и выводов и имеют важное значение для проверки применимости разных концепций. Аккреционные модели Аляски, Канадских Кордильер, Кламата, Калифорнии положены в основу новой концепции коллажа террейнов. С этих позиций тектоника Северо-Востока нашей страны рассматривается в работах С.М. Тильмана и Л.П. Зоненшайна с соавторами [51, 133, 142, 143]. Иной в теоретическом и методическом отношении подход к аккреционной тектонике развивается в трудах сотрудников Геологического института АН СССР [98, 106, 107, 137, 138]. Предлагаемое исследование является продолжением разработки этого научного направления.

Цель данной работы заключается в создании модели тектонического развития активных континентальных окраин западной части Тихоокеанского пояса на примере Корякско-Чукотского сегмента. Предлагаемая модель, относящаяся к типу ретроспективных моделей [69], позволяет восстановить последовательность событий и характер тектонических процессов, происходивших на протяжении длительного периода времени, охватывающего поздний палеозой — мезозой.

Методика исследований заключалась в сравнительно-тектоническом анализе структурно-вещественных комплексов (СВК). На стадии сбора информации при полевых исследованиях проводилось картирование СВК, на стадии обработки информации использовались структурные, литологические, вещественные, стратиграфические и палеонтологические характеристики СВК, на стадии интерпретации при создании тектонической модели важная роль отводилась палинспастическим реконструкциям, а выяснение палеотектонической природы и геодинамических режимов образования СВК осуществлялось с актуалистических позиций.

Монография продолжает крупный цикл работ сотрудников ГИН АН СССР по тектонике Корякского нагорья [37, 56, 95—98, 103, 132]. Данная работа выполнена

в лаборатории геодинамики фанерозоя, возглавляемой членом-корреспондентом Академии наук А.Л. Книппером. Фактический материал был собран автором во время полевых исследований 1976—1985 гг., которые носили комплексный характер, с привлечением геологов разных специальностей. На первом этапе (1976—1980 гг.) они осуществлялись в составе Корякской экспедиции ГИН АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (научные руководители — академики А.В. Пейве и Н.А. Шило), а на втором этапе (1981—1985 гг.) — в плане исследований по теме "Структуры океанов, переходных зон и палеоокеанических бассейнов, их развитие и происхождение" совместно с В.Н. Григорьевым, К.А. Крыловым в составе Восточной экспедиции ГИН АН СССР (научный руководитель — академик Ю.М. Пушаровский). Кроме результатов полевых исследований, в работе использован обширный литературный материал, опубликованный в СССР и за рубежом. Коллекции ископаемых остатков были любезно определены Н.Ю. Брагиным, В.С. Вишневской, С.В. Мейеном, К.В. Паракецовым, М.А. Пергаментом, В.П. Похиалайненом, И.Е. Пральниковой, М.Н. Соловьевой.

В своих исследованиях автор имел постоянные рабочие и творческие контакты с С.В. Руженцевым, В.Н. Григорьевым, А.Д. Казимировым, К.А. Крыловым, Г.Е. Некрасовым, Ю.Н. Разницыным. Большую помощь в проведении полевых работ оказали Г.С. Гусар, Н.А. Ильев, Г.Н. Новиков, А.Е. Пральников, И.Д. Цимбала. В подготовке монографии принимали участие Е.О. Аристова, А.В. Ильина, Е.Г. Матецкая. Всем коллегам и товарищам по работе, содействовавшим проведению и завершению исследований, автор выражает свою искреннюю благодарность. Особо признателен автор Ч.Б. Борукаеву, А.Л. Книпперу, М.С. Маркову, Ю.М. Пушаровскому, С.М. Тильману, Н.А. Штрейсу за советы и критические замечания, сделанные в процессе работы над рукописью.

## Часть первая

# СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ТЕКТОНИКА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Анализу и обсуждению геотектонических концепций посвящено большое количество научной литературы, библиография которой могла бы составить самостоятельный сборник. Поэтому в данной работе уместно остановиться лишь на тех концепциях, которые определяли развитие тектонических исследований в последние десятилетия.

В нашей стране переход геологии на позиции мобилизма произошел в 60-е годы. Основателем мобилистского направления в СССР по праву считается А.В. Пейве, хотя отдельные представления развивались ранее А.А. Борисяком, Б.Л. Личковым, М.М. Тетяевым, П.Н. Кропоткиным и др. Это были как бы "кирпичики" мобилистского фундамента, создание которого завершилось публикацией в журнале "Геотектоника" (1969, N 2) статьи А.В. Пейве "Океаническая кора геологического прошлого". Само "здание" оформилось в виде *концепции направленного развития земной коры*, которая была разработана коллективом ученых Геологического института АН СССР [107, 137 и др.]. В основе этой концепции лежат представления о структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную. Такая направленность развития получила название геосинклиналичного процесса. Этот термин, предполагающий наращивание континентальной коры после складчатости и метаморфизма, был предложен Н.А. Штрейсом в 1967 г. Согласно новой концепции, геосинклиналичный процесс определял тектоническую эволюцию земной коры. Были выделены океаническая, переходная и континентальная стадии развития.

Эта концепция получила признание и положила начало новому направлению геологических исследований в нашей стране. Она предопределила коренной пересмотр привычных представлений о геологическом строении и истории формирования складчатых областей. Накопление фактического материала и теоретические разработки позволили подойти к новым принципам тектонического районирования континентов. За основу районирования было взято время становления континентальной коры, и разработана классификация формационных комплексов, среди которых были выделены комплексы — показатели океанической, переходной и континентальной стадий. Было создано новое поколение тектонических карт Урала (1977 г.), Северо-Востока СССР (1979 г.), Казахстана (1982 г.) и Северной Евразии (1980 г.). В объяснительной записке к карте Северной Евразии [137] подчеркивалось, что сущность процесса образования континентальной коры заключается в формировании гранитно-метаморфических слоев, которые образуются на переходной (плагιοгранитизация) и континентальной (калиевая гранитизация) стадиях. Были определены два способа становления континентальной коры — автохтонный и аллохтонный. И тот и другой приводят к наращиванию (аккреции) континентальной коры.

Концепция направленного развития земной коры, являясь творческим развитием учения о геосинклиналях, перешла на качественно новый уровень в изучении строения и эволюции палеоокеанов и континентов. Огромное значение ее в том, что она стала основой для создания мобилистских моделей геологического развития кон-

кретных регионов. Однако, заимствуя понятийный аппарат геосинклинальной теории, рассматриваемая концепция наследовала и ее терминологические трудности. Ахиллесовой пятой геосинклинальной теории было определение самого понятия "геосинклиналь", которое постоянно видоизменялось. Неопределенность термина стала причиной отказа многих исследователей от геосинклинальной терминологии (Л.П. Зоненшайн, 1984 г.; Ю.М. Пушаровский, 1987 г.; А.А. Белов, А.Л. Книппер, 1988 г.).

В современной геотектонике наиболее популярна концепция тектоники литосферных плит, или новая глобальная тектоника. Основные ее положения были сформулированы в 60-е годы в работах Г. Хесса, Р. Дитца, Ф. Веннига-Мейнеса, Ф. Вайна, Д. Мэтьюза, К.Ле Пишона, В. Моргана, Б. Айзекса, Дж. Уилсона и мн. др. В нашей стране многое для популяризации тектоники плит сделали А.С. Монин, В.Е. Хаин, Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, О.Г. Сорохтин, Л.А. Савостин, С.А. Ушаков и др. Представления о спрединге, субдукции, коллизии плит, горячих точках позволили связать вместе геологические и геофизические данные и объяснить глобальный механизм тектонических процессов. Появление этой концепции часто связывают с научной революцией в геологии. Во всяком случае, быстрое распространение новых идей привело к смене парадигм в геологической науке и, как следствие, к пересмотру терминологии.

Однако новая глобальная тектоника встретила резкие возражения со стороны многих геологов-практиков и корифеев старой школы. Наиболее полно критические замечания в адрес тектоники плит были сформулированы в известных трудах В.В. Белоусова, А. Мейерхофа и Г. Мейерхофа, П.Н. Кропоткина, Ю.А. Косыгина и др. Справедливости ради надо отметить, что многие из выдвинутых возражений оказались несостоятельными, но некоторые остались до сих пор не решенными. Делались также попытки объединить обе концепции (В.Е. Хаин, 1986 г.; Л.П. Зоненшайн, 1972 г.; Дж. Дьюи, Дж. Берд, 1974 г.; и др.). Но они не дали желаемых результатов.

Развитие идей тектоники плит и концепции направленного геосинклинального развития способствовало интеграции наук о Земле. Они объединили усилия геологов, геофизиков и геохимиков. Возникли международные коллективы ученых, проводившие исследования, направленные на решения общих задач. В результате появились новые теоретические разработки, наметившие пути решения спорных и неясных вопросов. Особое место в этих исследованиях заняло изучение геологического строения континентальных окраин.

Изучение тихоокеанской континентальной окраины Северной Америки привело к появлению концепции коллажа террейнов. Она возникла на базе тектоники плит и является следствием применения плитотектонических реконструкций для объяснения эволюции континентальных окраин. Под террейнами понимаются ограниченные разломами геологические тела региональной протяженности, которые характеризуются своими собственными стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими тектоническую историю, отличающую их от соседних геологических тел [186]. По составу террейны делятся на стратиграфические, нарушенные, метаморфические и смешанные. Термин "террейн" был введен в североамериканскую литературу В. Ирвином, который выделил в структуре гор Кламат четыре дугообразных пояса, соответствующих в отечественной номенклатуре понятию тектонической или структурно-формационной зоны. В дальнейшем в целях деления Западного Палеозойско-Триасового пояса, имеющего гетерогенное строение, на три более мелкие единицы (субпояса) В. Ирвин в 1972 г. употребил термин "террейн".

В этом же году термин "террейн" был использован Г. Бергом для обозначения дискретных, ограниченных разломами тектонических зон Аляски. Палеомагнитные исследования, широко применяемые американскими геологами при тектонических

реконструкциях, свидетельствуют о значительных перемещениях многих террейнов. Геология тектоностратиграфических террейнов, или *новая концепция континентального роста посредством коллажа террейнов*, оформилась в начале 80-х годов [169, 175, 176, 186, 187]. Среди террейнов особое место занимают "предполагаемые" (suspect) террейны. Они рассматриваются в качестве глыб и блоков, "приплывших" к окраинам континентов из разных мест океанических бассейнов. Обычно они отождествляются с чужеродными или экзотическими террейнами. Однако П. Коней в одной из своих работ специально подчеркивает, что понятие "suspect terrane" совершенно не означает обязательности гигантских перемещений, а указывает на неопределенность палеогеографических связей между разными террейнами и между совокупностью террейнов и кратоном.

Многие положения концепции коллажа террейнов имеют прямые аналоги в отечественных теоретических разработках, которые были созданы задолго до ее появления. Так, в концепции направленного развития земной коры [107] сделан вывод, что при формировании нового континента в результате тектонического скупивания и стягивания в него включаются аллохтонные фрагменты океанической и переходной коры, а также чужеродные блоки континентальной коры. Среди последних "выделяются два главных типа структур: микроконтиненты и фрагменты, образовавшиеся в результате тектонического скупивания" [137, с. 23]. Если заменить слова "фрагменты" и "чужеродные блоки" соответственно "terrane" и "suspect terrane", а тектоническое скупивание и стягивание словом "collage", то идентичность представлений разных концепций будет поразительной. Более того, североамериканские геологи подчеркивают, что террейны в отличие от микроконтинентов, представляющих собой блоки литосферы, являются коровыми структурами. Следовательно, террейны, особенно перемещавшиеся на значительные расстояния экзотические террейны, свидетельствуют о внутрилитосферных дислокациях. Впервые возможность дифференцированного движения масс в латеральном направлении была предсказана А.В. Пейве [105]. Воплощение этой идеи в виде стройной концепции потребовало проведения детального изучения тектонической структуры крупных регионов СССР.

В результате региональных исследований, проведенных Геологическим институтом АН СССР в 70-е годы [137], выяснилось, что состав и строение аллохтонных комплексов, формирующих покровно-складчатые структуры, не позволяют рассматривать литосферу в виде единой жесткой пластины. Наличие чехольных, коровых, мантийных аллохтонов свидетельствует о дисгармоничных дислокациях, отражающих дифференцированное смещение элементов литосферы и послонное течение вещества. Представления о значительной мобильности и сложности внутренней структуры и состава литосферы были положены в основу **концепции глобальной структурной, или тектонической, расслоенности литосферы**. Основные положения были сформулированы в книге "Тектоническая расслоенность литосферы" [138]. В разработке отдельных аспектов этой концепции принимал участие и автор данной работы. Существенный вклад в развитие теории тектонической расслоенности внесли учение о латеральной неоднородности коры и мантии [115] и изучение неотектонических процессов [139]. С учетом этих представлений концепция тектонической расслоенности способна превратиться в ведущую геотектоническую теорию.

Действительно, в отличие от тектоники плит, применимость которой для мезозоя и палеозоя, не говоря о докембрии, лишь постулируется и требует своего подтверждения, концепция вязкой тектонически расслоенной литосферы является историко-геологической. Она базируется на существовании реальных структур, сложенных разнообразными по составу и происхождению комплексами, возраст которых определяет ее применимость для разных временных интервалов.



В рамках любой из рассмотренных выше концепций<sup>1</sup> первостепенное значение имеет изучение геологии зоны перехода континент—океан. Геосинклиальная теория считает переходные зоны современным аналогом геосинклинали, в которой происходит преобразование океанической коры в континентальную. В концепции тектоники плит активные окраины рассматриваются как структуры, возникающие вдоль конвергентных границ плит. Изучение процессов, происходящих на этих границах, привело к разработке таких фундаментальных понятий, как субдукция и аккреция. Менее исследованным остался вопрос о формировании континентальной коры. Этот пробел в определенной степени восполняет концепция коллажа террейнов, которая сосредоточила свое внимание на геологии континентальных окраин. И наконец, концепция тектонической расслоенности рассматривает переходные зоны как области контрастных неоднородностей, в которых наиболее отчетливо выражены дифференцированные смещения коровых и мантийных масс.

Геология континентальных окраин как самостоятельное направление в тектонике возникла на базе изучения структур Тихоокеанского полушария, и это направление продолжает оставаться доминирующим в геологических исследованиях этого региона. Именно здесь были открыты такие важные для тектоники структуры, как островные дуги, окраинные вулканические пояса, сейсмофокальные зоны и пр.

Тихоокеанское полушарие объединяет Тихий океан и обрамляющий его Тихоокеанский тектонический пояс складчатых структур. Последний представляет собой "комплекс разновозрастных структурных образований земной коры, связанных единой системой простирающихся, укладываемых в огромное тектоническое кольцо, разделяющее ложе Тихого океана и древние платформы окружающих океан континентов" [113, с. 20]. Анализируя особенности строения и развития складчатых поясов Земли, М.В. Муратов [91, с. 42] подчеркивал, что Тихоокеанский пояс "является важнейшим элементом строения поверхности Земли. Другие пояса образуют, в сущности, его ветви".

Основная общая закономерность развития Тихоокеанского пояса заключается в последовательной смене в направлении от континента к океану древних складчатых областей более молодыми, что подтверждает одно из основных положений геосинклиальной теории, в котором говорится *об увеличении площади континентов за счет обрастания платформ складчатыми зонами*, развивающимися на месте современных геосинклиналей. В современной геотектонике закономерность роста континентальных окраин известна под названием "аккреционная тектоника".

Ю.М. Пушаровский, констатируя, что сущность геосинклиального процесса в Тихоокеанском поясе заключается в приращении (аккреции) материковых областей в сторону Тихого океана, в то же время обратил внимание на "противоречивость этого процесса, заключающегося в явлениях деструкции континентальной коры" [113, с. 143]. Под тектонической деструкцией понимаются "явления, приводящие к разрушению сложившихся соотношений слоев земной коры, — деградация коры" [137, с. 151].

Из этого определения следует вывод, что разрушению могут подвергаться континентальная, переходная и океаническая коры. Деструкция континентальной коры — явление широко развитое и общепринятое. Примерами служат некоторые краевые моря, континентальные рифты. Этот тип деструкции отчетливо устанавливается при изучении структур континентов. К явлениям деструкции переходной коры следует, вероятно, относить образование междуговых бассейнов. Значительно хуже разработаны вопросы деструкции океанической коры. Дело в том,

<sup>1</sup> Вне обзора остались интересные, оригинальные, но не получившие пока общего признания гипотезы расширяющейся Земли (П. Дирак, Б. Хейзен, Е.Е. Милановский, М.В. Муратов, В.Н. Ларин и др.), геодинамическая модель напряженного состояния земной коры (П.Н. Кропоткин и др.), концепции В.П. Мясникова и В.Ф. Фадеева, Е.В. Артюшкова и мн. др.

что рифты срединно-океанических хребтов в противоположность континентальным рифтам являются конструктивными структурами, в которых создается новая океаническая кора. Возможно, современными деструктивными структурами в океанах являются тектонические рвы [113]. Трудности в установлении явлений деструкции океанической коры вызваны тем, что в настоящее время еще не определены комплексы, которые могли бы служить показателями этого процесса. В этом аспекте особого внимания заслуживают рассматриваемые в работе экзотические толщи триаса.

Другая закономерность размещения разновозрастных структур заключается в их асимметрии. Вдоль западной, азиатской части располагаются позднедокембрийские, среднепалеозойские, раннемезозойские, ранне- и позднекайнозойские складчатые области, а вдоль восточной, американской половины — позднепалеозойские, мезозойские, ранне- и позднекайнозойские. Кроме меридиональной асимметрии, имеется и широтная. Так, в южной половине пояса в отличие от северной нет области мезозойской складчатости.

Меридиональная асимметрия особенно резко видна в размещении неотектонических структур. Характерные для западной части Тихого океана структуры краевых морей и островных дуг противопоставляются окраинам андийского типа. Объяснение асимметрии еще не найдено, и вопрос о ее существовании в более древние эпохи остается открытым.

В последние годы стали развиваться представления о тектонической неоднородности ложа Тихого океана [85, 114, 115], что можно также рассматривать как проявление асимметрии. Асимметрия Тихоокеанского полушария видна и в моделях тектоники плит. Она выражена неравномерным распределением сейсмичности, маркирующей границы литосферных плит, разной размерностью плит, характером и типом границ плит.

Существенные различия наблюдаются в строении отдельных сегментов Тихоокеанского пояса (региональная асимметрия), примыкающих к Азии, Северной и Южной Америке, Австралии. Изучение строения отдельных сегментов и разработка тектонических моделей развития этих регионов представляют собой основную задачу геологии континентальных окраин. Выявление на фоне региональных особенностей общих закономерностей развития континентальных окраин крайне важно в методическом отношении. Именно с этих позиций в данной работе будет рассмотрена тектоника крупного Корякско-Чукотского сегмента.

Возраст Тихого океана остается одной из кардинальных проблем современной тектоники. Дискуссия по этому вопросу, несколько видоизменяясь и с разной остротой, длится с самого начала изучения Тихоокеанского полушария. В настоящее время исходя из предполагаемого возраста магнитных аномалий достаточно уверенно определяется возраст отдельных его частей. Международная карта Тихого океана является хорошей иллюстрацией асимметрии ложа океана. В восточной части развита система симметричных "кайнозойских" магнитных аномалий, а в западной части — сложная мозаика "мезозойских" аномалий, разделенных участками спокойного магнитного поля и структурами подводных хребтов и поднятий. Глубоководное бурение, результаты которого во многом подтвердили построения тектоники плит, позволяет определенно говорить о среднеюрском возрасте западной части океанического дна. Следовательно, на современном этапе дискуссия о возрасте сводится к вопросу о существовании Тихого океана в доюрское время. Одни исследователи (В.В. Белоусов, А.М. Смирнов, Л.И. Красный, Н.П. Херасков, З. Бен-Аврахам, О. Шилдс и др.) считают, что на месте Тихого океана существовал крупный континент Пацифида, а другие (В.И. Вернадский, Г. Штилле, М. Кэй, А. Вегенер, В.Е. Хаин, М.В. Муратов, Ю.М. Пущаровский, Дж. Пайпер, К.Ле Пишон и др.) — океан Панталасса<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Говоря о древности Тихого океана, следует помнить, что его первоначальные размеры и контуры могли сильно отличаться от современных.

В настоящее время вторая точка зрения представляется более аргументированной. Большинство сторонников геосинклинальной теории, придерживавшихся мнения о древности Тихого океана, оценивали его возраст в 1,5—1 млрд лет. Согласно глобальным реконструкциям тектоники плит, Тихоокеанское полушарие в фанерозое было океаническим. Действительно, палеозойские и мезозойские океанические комплексы широко развиты по периферии Тихого океана. Исключение составляют триасовые океанические отложения, которые до недавнего времени не были известны в пределах Тихоокеанского пояса. Триасовая история является, как ни странно, наименее изученной страницей в геологической летописи Тихого океана. В последние годы благодаря "радиоляриевой революции" в палеонтологии накоплен новый фактический материал по триасовым отложениям. В связи с этим в работе большое внимание уделяется именно этому периоду мезозойской истории.

Тихоокеанское полушарие представляет собой прекрасный объект для изучения процессов, происходящих в океанах и на континентах и, главное, на стыке этих двух основных типов структур нашей планеты. Это самая совершенная природная "лаборатория" для изучения геодинамики и кинематики современных зон перехода океан—континент. Кроме того, в этой "лаборатории" исследователю предлагается широкий набор объектов для решения тектонических проблем древних геологических эпох.

Выбор конкретного объекта для изучения закономерностей формирования континентальных окраин диктуется следующими требованиями. Во-первых, это должен быть достаточно крупный регион, включающий в значительной мере обособленный латеральный ряд структур в системе континент—океан. Во-вторых, он должен быть сложен разнообразными и, главное, разновозрастными океаническими, переходными и континентальными комплексами, которые позволили бы восстановить геодинамические режимы их образования и проследить историю всего региона на протяжении длительного интервала времени. В-третьих, в составе этих комплексов должны быть образования, разновозрастные со структурами ложа современного океана. В этом плане Камчатско-Корякско-Чукотский регион представляется интересным и информативным объектом.

Принимая во внимание все сказанное выше о глобальных проблемах и дискуссионных вопросах тектоники Тихоокеанского полушария, об актуальности изучения геологии континентальных окраин и информативности объекта, *цель данного исследования* можно определить как *создание тектонической модели развития Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса*.

В заключение остановимся на терминологии, которая используется в работе. Аккреция понимается в широком смысле как приращение масс земной коры [106]. По кинематическим особенностям различаются межконтинентальный и периокеанический типы аккреции континентальной коры. Первый из них происходит в результате столкновения крупных континентальных блоков (континент—континент, континент—микроконтинент, микроконтинент—микроконтинент). Во втором случае при коллизии континент — основная дуга и дуга—дуга образуется кора переходного типа. Периокеаническая аккреция свойственна окраинам Тихого океана и осуществляется за счет присоединения к континентальным массам структур переходных зон, коровых блоков (террейнов) океанического и континентального происхождения. Аккреция океанической коры в срединно-океанических хребтах имеет совершенно иной механизм — спрединг.

Покровная система (система покровов) представляет собой совокупность аллохтонных элементов, объединенных в единую структуру, которая имеет свои пространственные и временные границы. Простым типом покровной системы является структура автохтон—аллохтон—неоавтохтон. Внутреннее строение и количество покровных элементов в таких структурах могут быть различными. Тектоническое расслаивание автохтона, возникающее при горизонтальном сжатии,

может привести к образованию параавтохтона. Наиболее сложно построенные системы покровов имеют несколько неавтохтонов, количество которых свидетельствует о длительности и многофазности тектонических деформаций.

Аккреционные призмы представляют собой деформированный комплекс пород островодужного (континентального) океанического происхождения, который формируется в основании островодужного (материкового) склона над погружающейся океанической плитой. Аккреционные призмы могут включать крупные фрагменты экзотических пород разного генезиса (континентального, островодужного, океанического), соскобленные с океанических плит. При обилии таких отторженцев они приобретают блоково-чешуйчатое или хаотическое строение типа меланжей. Подобные структуры принято называть аккреционными клиньями.

В работе используется термин "структурно-вещественный комплекс" (СВК). Этот термин был введен новосибирской школой, возглавляемой Ю.А. Косыгиным. "СВК — это крупное геологическое тело, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик и, как правило, ограниченное поверхностями региональных несогласий" [18, с. 4]. В областях покровного строения геолог сталкивается с конкретными тектоническими единицами (покровы, надвиги, шарьяжи и др.), которые сложены фрагментами более крупных геологических тел, отвечающих структурно-формационным или структурно-фациальным зонам. Кроме того, отдельные тектонические единицы нередко объединяются в сложные покровные системы, которые уже включают образования нескольких структурно-формационных или структурно-фациальных зон. Следовательно, реально картируемыми телами в областях покровного строения являются именно СВК. В отличие от формаций СВК имеют свой возраст и определенное местоположение. Структурно-формационные зоны и соответствующие им формации представляют собой в значительной степени абстрактные понятия, реконструируемые на основании изучения картируемых СВК. По этой причине термин "СВК" оказывается удобным как в описательном, так и в методическом плане для расшифровки строения сложных структур и тектонической истории их формирования.

Корректный подход к концепции коллажа террейнов в первую очередь требует правильного перевода на русский язык термина "террейн". Между североамериканской школой, с одной стороны, и отечественной и европейской школами — с другой, существуют различия в терминологии. Анализ мелкомасштабных карт тектоностратиграфических террейнов и опубликованной литературы показывает, что понятие "террейн" имеет двоякий смысл. Во-первых, террейн (*terrane, terrain*) в отечественной литературе соответствует термину широкого пользования "комплекс", а *tectonostratigraphic terrane* — термину "структурно-вещественный комплекс". Во-вторых, из-за отсутствия в североамериканской литературе понятий структурно-формационной, структурно-фациальной и изопической зон в понимании террейна часто вносится именно этот смысл. Кроме того, многие террейны и особенно супертеррейны, имеющие покровное строение [187], сложены образованиями нескольких структурно-формационных зон. Подобные террейны больше всего соответствуют понятию тектонической зоны, а в данной работе — покровной системе.

Во избежание терминологической путаницы, связанной с широким пониманием термина "террейн" североамериканскими геологами и неоднозначностью его перевода, в данной работе отдается предпочтение более универсальному, но в то же время более строгому понятию "СВК". Хотя, если сравнить сами определения тектоностратиграфического террейна и СВК, а не их толкование разными исследователями, они могут рассматриваться как синонимы.

В настоящее время по-разному трактуется чужеродность террейнов. В одних случаях чужеродность определяется существенными региональными особенностями того или иного комплекса, а в других — менее значимыми второстепенными

критериями. Вызывает сомнение использование такой информации, как состав обломочного материала и полнота разрезов. Нередко они являются лишь следствием фациальных особенностей, поэтому без дополнительных сведений не могут служить доказательством чужеродности. Особенно важным представляется установление значимости различий в химических составах вулканитов. В противном случае при палеотектонических реконструкциях за чужеродность могут приниматься изменения, свойственные составам вулканических продуктов дуг соседних вулканов одной и той же островной дуги. Примеров подобных недоразумений в современной литературе, особенно отечественной, вполне достаточно. В связи с этим требуется более строго определить понимание чужеродности.

В этом вопросе, несмотря на разные нюансы, намечаются два подхода. Если за точку отсчета принимается континент, то все аккреционные комплексы могут оказаться экзотическими. При таком подходе, по мнению автора, нарушается целостность восприятия объектов. Вряд ли следует считать современные островные дуги и краевые моря западной части Тихого океана структурами, чужеродными по отношению к Азиатскому континенту. Пространственно-временные закономерности их размещения определяются положением конвергентной границы и развитием системы спрединг—субдукция—аккреция. Руководствуясь этими соображениями, следует считать, что в каком-либо конкретном, объединенном общностью развития латеральном ряду структур континент — переходная зона — океан (до ближайшего центра спрединга) чужеродных комплексов не образуется. В то же время в составе континентальных окраин встречаются СВК, которые образовались в ином латеральном ряду структур и которые до момента аккреции испытали значительные перемещения. Подобные комплексы предлагается считать чужеродными, но еще лучше называть их экзотическими. Именно они являются показателями абсолютного смещения плит. В этом плане особого внимания заслуживают рассматриваемые в книге верхнепалеозойско-нижнемезозойские океанические и островодужные комплексы с тетической фауной. История их развития от начала образования до аккреции к континентальной окраине позволяет рассмотреть наиболее спорные и наименее исследованные вопросы происхождения и перемещения террейнов.

Неизученными остаются механизмы, вызывающие сочленение и укрупнение террейнов (или СВК) и вхождение их в состав аккреционных окраин. Структурные исследования обнаруживают существенные различия в характере границ аккрецирующих элементов. В данной работе предлагается различать два типа периекзотической аккреции. В одной из них происходит сближение структур в пространстве и они, причленяясь друг к другу, наращивают окраину в латеральном направлении. Если при этом происходит тектоническое скучивание, то оно реализуется внутри каждого элемента отдельно. Это пассивный (или латеральный) тип аккреции. При жестком сочленении сближение элементов в пространстве сопровождается тектоническим перекрытием одного элемента другим (вертикальная аккреция). В результате одновременно с наращиванием окраины происходит резкое увеличение мощности коры.

В концепции тектонической расслоенности литосферы обоснована возможность послыдно-дисгармоничного течения масс на разных уровнях литосферы. Элементы литосферы, обладающие способностью к дифференцированному перемещению, предложено называть литопластинами [139]. Этот термин в какой-то степени близок к пониманию террейна как коровой структуры, но он более точен и удобен в описательном отношении. Так, например, движущиеся литопластины могут состоять из нескольких террейнов, испытавших амальгамацию. Под амальгамацией в концепции коллажа террейнов понимается объединение террейнов в более крупные структуры — супертеррейны, которые образуются еще до момента вхождения их в состав континентальных окраин.

## Часть вторая

# ТЕКТОНИКА КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО СЕГМЕНТА

Основными тектоническими элементами Северо-Востока СССР являются Сибирская платформа, обрамляющие ее с востока области мезозойской и кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса и Охотско-Чукотский вулкано-генный пояс [91, 113, 136, 137]. В данной работе рассматриваются структуры,

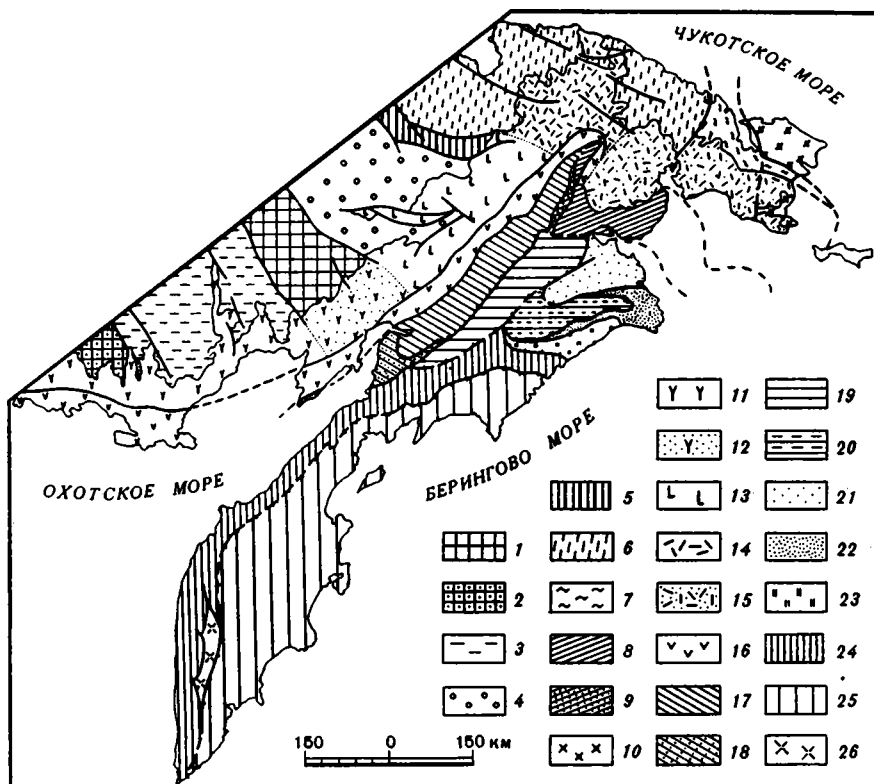


Рис. 1. Схема тектонической зональности

1—5 — Верхояно-Колымская область: 1, 2 — массивы (1 — Омолонский, 2 — Охотский), 3—5 — складчатые системы (3 — Яно-Колымская, 4 — Алазейско-Олойская, 5 — Южно-Анюйская); 6—10 — Чукотская область: 6—9 — складчатые системы (6 — Чукотская, 7 — Колючинско-Крестовская, 8 — Танюрер-Золотогорская, 9 — Пекульнейская), 10 — Восточно-Чукотский массив; 11—15 — секторы тыловой зоны ОЧВП: 11 — Охотский, 12 — Пенжинский, 13 — Анадырский, 14 — Центрально-Чукотский, 15 — Восточно-Чукотский; 16—18 — Западно-Корякская область: 16 — Кони-Тайгоноская система и структуры фронтальной зоны ОЧВП, 17, 18 — Пенжинско-Анадырская система и ее зоны (17 — Ганычалан-Усть-Бельская, 18 — Куюльская); 19—26 — Корякско-Камчатская область: 19—23 — Корякская система и ее зоны (19 — Алганская, 20 — Майница, 21 — Великореченская, 22 — Альтатваамская, 23 — Эконайская), 24—26 — Камчатская система (24 — Западно-Камчатско-Укзлаякская зона, 25 — Восточно-Камчатско-Олюторская зона, 26 — Срединно-Камчатский массив)

расположенные в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, главным образом к востоку от него. Для этой территории, охватывающей Камчатку, Корякское нагорье и Чукотский полуостров, нет единой, общепринятой схемы тектонического районирования. В многочисленных опубликованных схемах [2, 9, 11, 43, 45, 48, 73, 86, 92, 126, 132, 136, 142, 143], а также в т. 30 и 31 "Геологии СССР" и в тектонических картах имеются разночтения в количестве выделяемых элементов, их названиях, объемах и границах. К сожалению, крайне неравномерная степень изученности отдельных объектов и отсутствие по некоторым из них современных структурных исследований не позволяют разработать принципиально новую схему тектонической зональности для всего региона. Экстраполяция автором собственных наблюдений и представлений ограничивается территорией Корякского нагорья (см. главу первую третьей части). Изложение фактического материала ведется в соответствии с устоявшимися, наиболее часто употребляемыми названиями тектонических зон. В тех случаях, когда не удалось обойтись без изменений, в тексте даются соответствующие пояснения. В пределах Корякско-Чукотского сегмента континентальной окраины Азии выделяются следующие структурные элементы: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Чукотская (мезозойды), Западно-Корякская (поздние мезозойды) и Корякско-Камчатская складчатые области, которые делятся на складчатые системы и зоны (рис. 1).

### *Глава первая*

## **ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС**

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) вместе с Сихотэ-Алинским и Катазиатским является отдельным сегментом более крупного Чукотско-Катазиатского, или Восточно-Азиатского, окраинно-материкового пояса. Строение ОЧВП наиболее подробно рассмотрено в трудах Е.К. Устиева, В.Ф. Белого, Н.И. Филатовой, В.И. Соловьева, Р.Б. Умитбаева, Е.Л. Лебедева. Имеются разные точки зрения на природу ОЧВП. Большинство исследователей связывают становление пояса с развитием сейсмофокальной зоны.

ОЧВП имеет протяженность 3000 км и разделяет области мезозойской и кайнозойской складчатости. Пояс сечет структурный план мезозойд Северо-Востока СССР, и его структуры носят наложенный характер. Западная граница имеет извилистые очертания с ответвлениями вулканических полей в глубь мезозойд, где они по простиранию замещаются верхней континентальной молассой. Состав вулканитов в этих впадинах такой же, как и в поясе. В отношении Корякско-Камчатской складчатой области структуры пояса имеют более конформный характер, хотя ряд корякских структур подходит к поясу под небольшим углом. Восточная граница прослеживается по крупным разломам. На п-ове Тайгонос она выражена взбросами и надвигами с плоскостями, падающими под континент, а севернее — Орловско-Каменской группой разломов.

Первоначально в строении пояса В.Ф. Белый выделял апт-туронский, поздненон-датский и раннепалеогеновый комплексы, а позже он [11] ограничил формирование пояса средним альбом — поздним сеноманом. Вслед за Е.К. Устиевым, который считал, что заложение всего Восточно-Азиатского пояса произошло в поздней юре — раннем мелу, большинство исследователей, и в первую очередь Н.И. Филатова (1974 г.) и В.И. Соловьев (1986 г.), придерживаются мнения о длительном развитии ОЧВП в течение всего мелового периода, а возможно, даже с конца юры до палеогена включительно ([45, 77, 92, 145 и др.], а также в т. 30 "Геологии СССР"). Эти представления подтверждаются данными изотопной геохронологии. Возраст вулканоплутонических ассоциаций (К-Аг метод) дает интервал

цифр 140—40 млн лет [46] с двумя пиками — 120 и 90—60 млн лет. Надо отметить, что стратиграфия континентальных пород ОЧВП разработана еще недостаточно и в этом вопросе могут появляться неожиданные результаты. Е.Л. Лебедев [77] выделяет три этапа вулканизма: андезитовый берриас-валанжинский, контрастный альб-сенонский, платобазальтовый поздне меловой—раннепалеогеновый. В данной работе принята точка зрения Н.И. Филатовой [148], согласно которой развитие ОЧВП происходило в альб-сенонское время.

ОЧВП обладает определенной зональностью. После работ В.Ф. Белого принято выделять "внутреннюю" и "внешнюю" зоны. Однако расположение этих зон противоположно общепринятому делению структур переходных зон континент—океан, согласно которому приокеанические структуры или их части называются внешними, а приконтинентальные — внутренними. Во избежание путаницы в дальнейшем "внутренняя" зона будет называться фронтальной или приокеанической, а "внешняя" — тыловой или материковой. Они различаются полнотой разрезов, составом и мощностью вулканитов, а также строением фундамента. Кроме того, в распределении вулканических формаций (средний—верхний альб) отчетливо выражена зависимость состава вулканитов от типа фундамента [11]. Подобного рода продольная зональность позволяет различать отдельные секторы (см. рис. 1).

В составе вулканических образований преобладают дифференцированные известково-щелочные серии (базальты, андезито-базальты, андезиты, игнимбриты, липариты). Верхнемеловые вулканиты имеют существенно кислый состав. Они залегают несогласно на более ранних образованиях, по отношению к которым смещены как в сторону океана, так и в сторону континента.

В конце мела — палеогене резко меняется состав вулканитов. Излияния лав происходили из вулканов центрального типа. Маастрихт-палеогеновые платобазальты принадлежат к щелочной оливин-базальтовой формации. В Охотском секторе между ними и меловыми базальтоидами отмечаются существенные различия в спектрах и уровнях концентрации редкоземельных элементов, что заставляет говорить о формировании их в разных геодинамических обстановках (данные М.Н. Захарова, 1986 г.). Палеогеновые вулканиты рассматриваются как внутриплитные "рифтовые" вулканиты.

Анализ петрохимических характеристик вулканических и плутонических образований тыловой и фронтальной зон ОЧВП указывает на их существенные различия [11]. Особенности эволюции вулканоплутонических ассоциаций определяют важность границы раздела этих зон. В современной структуре она совпадает с зонами тектонических нарушений, в том числе надвигов, и часто маркируется полосами милонитов. Фронтальная и тыловая зоны имеют разное глубинное строение на общем фоне уменьшения мощности земной коры при переходе от мезозойда к Корякско-Камчатской складчатой области. Мощность коры в мезозойдах, по расчетам Ю.Я. Вашилова, 35—50 км, под ОЧВП 25—40 км, в Корякском нагорье 30—35 км, а мощность гранитно-метаморфического слоя соответственно 15—28, 0—20, 10—25 км. Магнитное поле тыловой зоны характеризуется изометричными аномалиями, совпадающими со структурным планом мезозойда, тогда как во фронтальной зоне магнитные аномалии имеют северо-восточное (корякское) простирание. Во фронтальной зоне наблюдается резкое воздымание поверхности Конрада на фоне постепенного поднятия поверхности Мохо с запада на восток [15]. В связи с этим во фронтальной зоне резко возрастает мощность базальтового слоя.

На геофизическом профиле (рис. 2) видно, что мощность гранитного слоя в мезозойдах 20—22 км, во фронтальной зоне ОЧВП 6—8 км, в Корякско-Камчатской складчатой области 15—17 км, а базальтового слоя соответственно 17—18, 24—26 и 14—15 км. Геофизические данные показывают, что хотя по мощности земная кора фронтальной зоны ОЧВП соизмерима с корой континентального типа, но



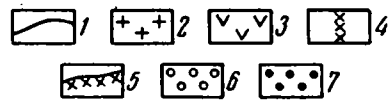
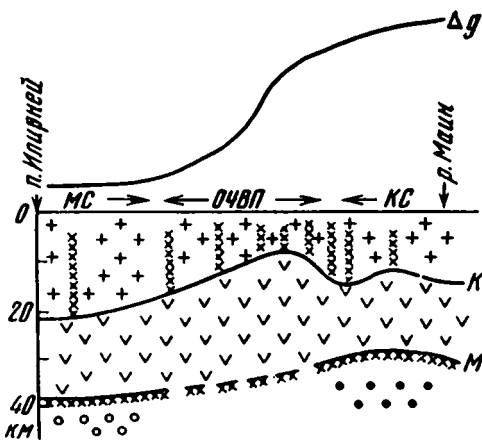


Рис. 2. Разрез земной коры через ОЧВП [15]

1 — кривая гравитационных аномалий; 2, 3 — слои: 2 — "гранитный", 3 — "базальтовый"; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — поверхность Мохоровичича; 6 — зоны разуплотнения в верхней мантии; 7 — зоны уплотнения в верхней мантии. МС — мезозойды, КС — Корякская складчатая система

по своему внутреннему строению (резкое увеличение базальтового слоя, вплоть до полного исчезновения гранитно-метаморфического слоя) она обладает аномальной корой переходного типа. Здесь уместно вспомнить, что такие структуры, как островные дуги и окраинно-континентальные пояса, принято рассматривать как области автохтонного способа становления континентальной коры [137].

Каков же палеотектонический смысл границы фронтальной и тыловой зон ОЧВП? Тыловая (материковая) зона по особенностям своего строения всеми исследователями относится к структурам мезозойд, для которых характерны вулканогенно-осадочные молассы позднеюрско-раннемелового возраста. Вулканыты пояса перекрывают молассы мезозойд [145, 148], что свидетельствует о повсеместном образовании к востоку от Сибирского материка континентальной коры. Новообразованный позднеюрско-раннемеловой гранитно-метаморфический слой спаял воедино гетерогенные структуры мезозойд, состоящие из отдельных блоков и микроконтинентов с дорифейской континентальной корой, из структур с утоненной континентальной корой и из палеозойских террейнов с океанической и переходной корой. При этом гранитно-метаморфический слой в одних структурах возник впервые, а в других его становление сопровождалось ремобилизацией древней дорифейской континентальной коры и палеозойского гранитно-метаморфического слоя.

В альбе вдоль новообразованной окраины континента, включающей также аккреционные структуры фундамента фронтальной зоны, развивается ОЧВП. В тыловой зоне продолжалось формирование зрелой континентальной коры, а во фронтальной — образование синхронного альб-сеноманского гранитно-метаморфического слоя. Особенности мезозойского этапа развития фундамента фронтальной зоны будут рассмотрены в следующей главе. В позднемеловое время произошло стирание различий в магматической деятельности по всей структуре ОЧВП. Подобный перелом в формировании вулканоплутонических ассоциаций, на наш взгляд, можно объяснить тем, что к этому времени произошло окончательное объединение некогда разрозненных сегментов и аккреционных комплексов в единую структуру, нарастившую край континента.

## ЗАПАДНО-КОРЯКСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

## КОНИ-ТАЙГОНОССКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Между мезозоидами Северо-Востока СССР и Корякско-Камчатской складчатой областью располагаются структуры Кони-Тайгоносской и Пенжинско-Анадырской складчатых систем, которые можно объединить в единую Западно-Корякскую (Охотскую по т. 30 "Геологии СССР") позднемезозойскую складчатую область (см. рис. 1). Структуры Кони-Тайгоносской (Тайгоносско-Западно-Корякской [45], или Кони-Танюерской, по С.М. Тильману и др. [98]) складчатой системы являются фундаментом фронтальной зоны ОЧВП. Большая часть структур скрыта под вулканитами пояса, и опорными объектами для характеристики геологического строения служат п-ов Тайгонос [45, 92] и Мургалское поднятие [10, 148]. От тыловой зоны ОЧВП Кони-Тайгоносская система отделена на п-ове Тайгонос Верхнепылгинским надвигом, на участке от Пенжинской губы до р. Анадырь — Анадырским разломом. Восточная граница с Пенжинско-Анадырской системой проходит по Южно-Тайгоносскому надвигу и Орловско-Каменскому разлому (взбросу).

На п-ове Тайгонос к востоку от Авековского блока выделяются Северо- и Южно-Тайгоносские зоны. Северо-Тайгоносская зона характеризуется мощным разрезом палеозойско-мезозойских отложений. Наиболее древними являются метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях вулканогенно-кремнистые (спилит-кератофировая формация) и терригенные отложения верхнепылгинской толщи, зажатые в узком тектоническом клине между кристаллическими породами архея Авековского блока и верхнепермскими терригенными отложениями Северо-Тайгоносской зоны. Оба тектонических контакта падают на северо-запад, под кристаллические образования архея. Верхнепылгинская толща условно относится к палеозою [92]. Наиболее древними фаунистически датированными отложениями являются верхнепермские. С них начинается разрез мощной (10—12 км) циклически построенной вулканогенно-осадочной серии. В ее составе выделяются четыре цикла: верхнепермский, триас-нижнеюрский, среднеюрский (до низов верхней юры) и второй половины верхней юры. Каждый цикл состоит из трех частей. Нижняя часть сложена глинисто-сланцевой формацией с базальными конгломератами и прослоями песчаников и туфов. Средняя часть сложена вулканомиктовой песчаниковой и грубообломочной псефитовой формациями, верхняя часть — андезит-базальтовой формацией. В строении всей серии наблюдается постоянное смещение в пространстве более молодых циклов к юго-востоку. Фаунистический комплекс пермских и триасовых отложений относится к бореальной зоогеографической провинции. К орогенному комплексу принадлежат нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые континентальные и прибрежно-морские вулканические, вулканогенно-осадочные и угленосные образования.

Южно-Тайгоносская зона сложена кремнисто-известково-терригенными отложениями нижнего карбона (мощность 2000 м) с фауной визейского яруса, нерасчлененными пермско(?)-юрскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями (мощность 2000—3800 м). Последние содержат только юрскую фауну, и выделение пермских и триасовых отложений сделано условно по аналогии с Северо-Тайгоносской зоной. Вулканиты относятся к андезитовой и андезито-базальтовой формациям известково-щелочной серии. Орогенный комплекс сложен континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями базальтового и андезито-базальтового состава (верхняя юра — валанжин) и угленосными отложениями апт-альба. Возраст определяется также по аналогии с Северо-Тайгоносской зоной. Общая мощность орогенного комплекса 1700 м.

Впервые на сходство верхнепалеозойско-нижнемезозойских образований п-ова Тайгонос с современными островными дугами обратил внимание в 1973 г. Г.Е. Некрасов. Эта точка зрения получила быстрое признание [11, 45, 102, 136, 137, 163]. Помимо Тайгоноса, подобные образования были обнаружены на полуостровах Кони, Пьягина [45, 163], в бассейне р. Уды [28, 145], в Мургалском поднятии [10, 148].

Формационный анализ [45, 92] позволил восстановить структуру вулканического поднятия (Южно-Тайгоносская зона) и сопряженного с ней тылового прогиба (Северо-Тайгоносская зона). В пределах поднятия резко сокращена мощность отложений, составляющая 3,5 км, в то время как в прогибе — 11—12 км. Преобладают вулканогенные породы, которые замещаются в краевых частях вулканогенно-осадочными образованиями, представленными морскими, прибрежно-морскими и континентальными фациями. Северо-Тайгоносский прогиб отделял вулканическое поднятие от Авековского кристаллического блока. С севера поступали обломки метаморфических и терригенных пород, а с юга, с островной дуги, — продукты андезитового и в меньшей степени кислого вулканизма.

Формирование островодужных структур завершилось внедрением габбро-гранодиорит-гранитных и граносиенитовых интрузий [92, 136, 137]. Гранитоиды первого типа вместе с метаморфическими толщами образуют два гранитно-метаморфических пояса. Прибрежный пояс приурочен к фронтальной части Южно-Тайгоносского надвига. Интрузивные тела тесно связаны с осадочными и вулканогенными образованиями верхней юры — нижнего мела, метаморфизованными в зеленосланцевой, глаукофан-зеленосланцевой и амфиболитовой фациях. Восточно-Тайгоносский пояс расположен в тыловой части надвига и продолжается на полуостровах Кони и Пьягина. Интрузивные тела разделяют серию тектонических чешуй, сложенных глубоко метаморфизованными (до гнейсов включительно) породами нижнего карбона, пермотриаса и юры. Особенности строения и распределения гранитно-метаморфических серий позволили сделать вывод о "метаморфической и магматической дифференциации вещества в зоне надвига с обособлением в его фронтальной части меланократовых метаморфических пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, а в тыловой — легкого гранитно-метаморфического ядра" [92, с. 110]. Формирование указанных поясов отражает процесс становления гранитно-метаморфического слоя в структурах типа островных дуг. Абсолютный возраст амфиболитов (К-Аг метод) 83 и 132 млн лет, интрузивных пород 75—85 млн лет. Подобный разброс цифр наряду с геологическими данными свидетельствует о длительности формирования гранитно-метаморфического слоя поздних мезозоид, начавшегося в поздней юре и закончившегося в альбе. Интрузии рвут апт-альбские отложения, и их галька встречается в верхнемеловых конгломератах Пенжинско-Анадырской системы.

Вдоль северо-западного борта Северо-Тайгоносской зоны развит еще один пояс мелких интрузий, штоков, силлов, сложенных габбро-гранодиорит-гранитными и граносиенитовыми породами. Это более поздние, посторогенные интрузии.

В тылу Кони-Тайгоносской дуги располагался Гижигинский прогиб с меланократовым фундаментом (данные С.М. Тильмана, 1975 г. [102]), который можно сравнивать с окраинными морями типа Японского или Охотского. Далее, в сторону Омолонского массива, отложения краевого моря сменялись осадками континентального склона и шельфа.

К северо-востоку от п-ова Тайгонос, на участке от Пенжинской губы до р. Анадырь, структуры Кони-Тайгоносской системы заключены между Анадырским и Орловско-Каменским разломами. Строение этой полосы наиболее подробно изложено в работах В.Ф. Белого [10, 11] и Н.И. Филатовой [148]. Досреднеальбские отложения рассматриваются как фундамент фронтальной зоны ОЧВП.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения сосредоточены главным образом в бассейне Анадыря и Пенжины, где они слагают Ичигемское и Мургалское поднятия.

В Ичигемском хребте верхнеюрско-готеривские отложения сложены базальтами, андезито-базальтами, туфами, туфобрекчиями, туффитами, алевролитами (мощность до 2000 м). Выше несогласно залегают вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями туфов среднего состава мощностью 2000 м, выделяемые как коячанская серия. Они относятся к молассовым образованиям апт-среднеальбского возраста (фауна и флора) и вместе с перекрывающими их континентальными вулканитами рассматриваются в составе ОЧВП [10]. Нижняя, ичигемская серия образовалась в островодужной обстановке. Гранитоиды Ичигемского хребта внедрялись дважды — в раннемеловое (105 млн лет, К-Аг метод) и позднемеловое (81 млн лет) время.

В Мургалском поднятии отложения волжского—готеривского ярусов представлены мелководными морскими и субконтинентальными вулканогенно-терригенными образованиями мощностью до 5—6 км. Это вулканомиктовые и туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты, ракушечники с горизонтами лав и туфов. Вулканы принадлежат к известково-щелочной андезито-базальтовой формации [148]. Обломочный материал валанжинских пород состоит из андезитов (50%), плагиоклазов (15%), а также из вулканитов основного и кислого состава, цветных минералов, кварца, алевролитов. В отдельных разностях рудные минералы составляют до 5% обломочного материала, что, вероятно, является следствием шлихования в мелководных прибрежных условиях. Количество вулканитов в разрезе увеличивается к югу. В готерив-барремских породах среди обломков различаются андезито-базальты, базальты, гиалобазальты, долериты, пироксены, плагиоклаз, реже кварц и роговая обманка. Возраст толщи определен по находкам бухий. Характер фауны свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в борейальном бассейне (данные В.Н. Верещагина, 1977 г.).

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Мургалского поднятия прорваны доальбскими интрузиями гранодиоритов, тоналитов, плагиогранитов, кварцевых диоритов натрового типа.

Апт-раннеальбские мелководные морские и континентальные отложения несогласно перекрывают более древние породы фундамента ОЧВП. В тыловой зоне их мощность 1500 м, а во фронтальной достигает 2500 м. Они относятся к сероцветной молассе [148], которая перекрывается вулканогенными сериями ОЧВП. Появление сероцветной молассы свидетельствует о выравнивании тектонических режимов во фронтальной и тыловой зонах. Однако состав обломочного материала в этих структурах различный. В тыловой зоне среди обломков преобладают девонские вулканиты Омолонского массива, а также осадочные породы палеозоя и мезозоя. Во фронтальной зоне обломки сложены вулканитами готерива и гранитоидами. Н.И. Филатова считает, что аптские морские мелководные отложения в тыловой зоне накапливались на континентальной коре, а во фронтальной зоне — на коре переходного типа. Вулканогенные породы пояса изливались в наземных условиях и содержат богатую флору.

Среди структурных особенностей Мургалского поднятия особый интерес представляет Пареньско-Мургалская система чешуйчато-надвиговых структур [148], прослеживающаяся на расстоянии 140 км при ширине 50 км. Чешуи, сложенные готерив-барремскими отложениями фундамента ОЧВП, надвинуты на альб-сеноманские вулканиты пояса. В чешуях наблюдается значительная тектонизация пород (кливаж и будинаж терригенных пород, разгнейсованность гранитов, брекчированность вулканитов). К надвигам приурочены верхнемеловые и эоценовые субвулканические тела. Плоскости надвигов падают к юго-востоку согласно со слоистостью отложений, что придает толщам вид "моноклиналей". Амплитуда перемещений оценивается в первые километры. Неоавтохтоном служат сенонские отложения.

На палеотектоническом профиле позднеюрско-раннемелового времени (рис. 3) видно, что к востоку от Азиатского континента, включавшего структуры мезозойа,

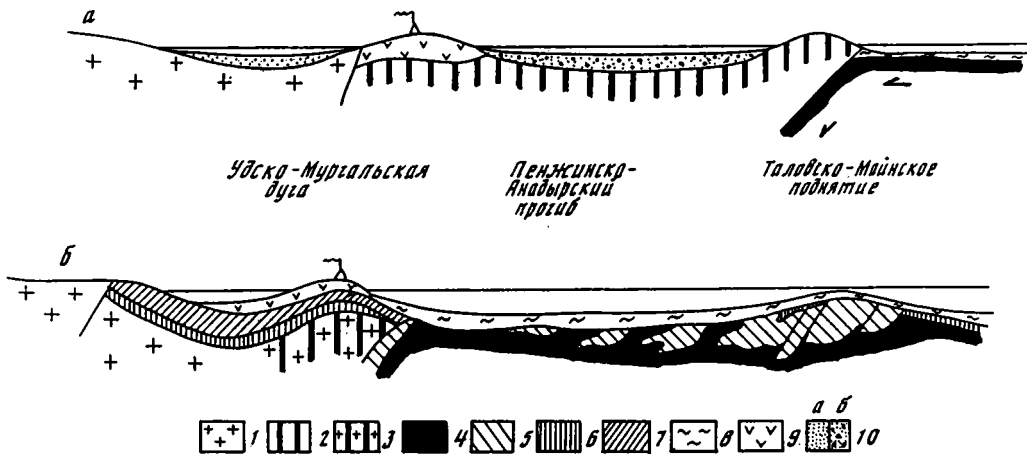


Рис. 3. Палеотектонические профили позднеюрско-раннемелового времени через Западно-Корьякскую складчатую область (профиль *а* составлен по материалам Н.И. Филатовой [148], *а б* взят из работы Г.Е. Некрасова [92] с упрощениями)

1—4 — кора: 1 — континентального типа, 2, 3 — переходного типа (3 — с новообразованным гранито-метаморфическим слоем), 4 — океаническая; 5 — докембрийско-нижнепалеозойский комплекс габброидов, гипербазитов и метаморфических пород; 6 — ранне- и среднепалеозойские вулканогенно-кремнистые, терригенные и карбонатные комплексы; 7 — вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы верхнего палеозоя — нижнего мезозоя; 8—10 — верхнеюрско-нижнемеловые комплексы: 8 — вулканогенно-кремнисто-терригенные, 9 — островодужные, 10 — терригенные (*а* — шельфовые, *б* — флишоидные междуговые)

располагалась Удско-Мургалская островная дуга. Она отделялась от континента областью терригенной седиментации. Граница континента в поздней юре и начале мела проходила по Анадырскому разлому. Островодужная система состояла из Мургалльской вулканической дуги, Пенжинско-Анадырского внутридугового прогиба и невулканической Таловско-Майнской дуги. Характеристика последних двух структур будет дана в следующем разделе. Развитие Мургалльской дуги завершилось внедрением натровых гранитоидов, свидетельствующих о становлении гранито-метаморфического слоя. Глубина магмогенерирующей сейсмофокальной зоны оценивается в 120 км [148]. В это время в тыловой зоне ОЧВП произошло внедрение калиевых гранитоидов — показателя становления континентальной коры.

Выравнивание условий в апт-альбское время в тыловой и фронтальной зонах фундамента ОЧВП свидетельствует о приращении Мургалльской дуги к краю континента, граница которого сместилась к востоку и проходила по Орловско-Каменскому разлому. Позднее, со среднего альба, вдоль окраины Азиатского континента возникает ОЧВП. Альб-сеноманские вулканы пояса резко отличаются от вулканитов Мургалльской дуги [148]. К юго-востоку, в сторону океана, вулканогенные толщи пояса замещаются континентальными и прибрежно-морскими отложениями, распространенными вдоль Орловско-Каменского разлома.

В Тайгоносском сегменте островодужная система имела более простое строение и иное структурное положение. Южно-Тайгоносское вулканическое поднятие располагалось уже на краю Азиатского шельфа. Тыловой Северо-Тайгоносский прогиб постепенно превратился в континентальную впадину, заполнявшуюся мощной (до 5 км) толщей вулканитов кислого, среднего и основного состава, а в позднем барреме — альбе — континентальными угленосными отложениями [92]. Подобное резкое изменение палеотектонического положения, произошедшее в позднеюрское (предволжское) время, было связано с формированием континентальной коры в мезозондах и с ростом площади Азиатского континента.

Таким образом, Кони-Тайгоноская система в позднем палеозое — раннем мезозое представляла собой зону перехода океан—континент, которая продолжалась в юго-западном направлении, в Монголо-Охотский бассейн, являясь южным обрамлением Сибирского континента. Ее развитие определялось существованием Монголо-Чукотской палеосейсмофокальной зоны [163].

В рассматриваемом сегменте основными структурными элементами были Кони-Южно-Тайгоноская островная дуга, тыловой Северо-Тайгоносский прогиб, который в северо-западном направлении раскрывался в Гижигинское краевое море, имевшее деструктивную природу. Активный рост островной дуги, сопровождавшийся формированием гранитно-метаморфического слоя, приводил к последовательному ее наращиванию с севера и юга.

Новая позднечурско-раннемеловая Удско-Мургальская островная дуга имела гетерогенный фундамент. В бассейне р. Уды фундаментом служат архейские метаморфические образования. В северной части п-ова Тайгонос дуга имела дорифейский сиалический фундамент (Авековский блок). Геофизические данные показывают, что к югу от Авековского блока кристаллический фундамент погружается под островодужные образования и выклинивается к Южно-Тайгоносскому надвигу, вдоль которого развиты породы меланократового фундамента [45, 92].

Надо отметить, что представления о продолжении дорифейской сиалической коры на юг от Авековского блока, основанные на интерпретации геофизических полей, не столь очевидны. Вполне вероятно, что геофизический "гранитный" слой, развитый к югу от Авековского блока, является уже более молодым позднепалеозойско-раннемезозойским гранитно-метаморфическим слоем, образовавшимся как по породам меланократового фундамента островной дуги (верхнепыльгинская толща, раннекаменноугольные отложения, разнообразные блоки метаморфических пород), так и по самим островодужным комплексам. В пользу этой точки зрения говорит состав и строение описанных выше гранитно-метаморфических поясов.

О фундаменте Мургальского сегмента дуги можно судить только по косвенным данным, указывающим на существование коры переходного типа [11, 148]. Удско-Мургальская дуга, сравниваемая В.Ф. Белым с Курило-Камчатской дугой, имеет гетерогенное основание. На юге, в Удском сегменте, как и на Камчатке, островодужные комплексы перекрывают континентальные структуры (Алдано-Становая суша). В северо-восточном направлении цепь вулканических островов отделяла раннемезозойское краевое море от палеоокеанического бассейна.

#### ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Пенжинско-Анадырская складчатая система расположена между Кони-Тайгоносской системой и Корякско-Камчатской складчатой областью. Здесь широким развитием пользуются юрско-меловые отложения, имеющие нередко чешуйчатонадвиговое строение и крупные офиолитовые аллохтоны палеозойского и мезозойского возраста. Сочетание особенностей, присущих поздним мезозоидам и структурам Корякско-Камчатской складчатой области, вызывает споры относительно принадлежности этой системы к тому или другому тектоническому элементу. В отношении ее границ также нет единого мнения, и чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить разные схемы тектонического районирования, приведенные в работах ("Геология СССР", т. 30; [98, 136 и др.]). Рассматриваемые в данном разделе структуры часто выделялись под названием Таловско-Майнской, или Таловско-Пекульнейской, зоны [2, 5, 98, 106; и др.].

Геологическое строение Пенжинско-Анадырской системы наиболее подробно разбирается в работах Г.И. Авдейко, А.А. Александрова, Э.С. Алексева, В.Ф. Белого, В.В. Велинского, Н.А. Добрецова, Б.Х. Егизарова, Г.Г. Кайгородцева,

И.М. Миговича, А.Ф. Михайлова, Г.Е. Некрасова, М.А. Пергамента, Г.В. Пинуса, А.Г. Пономаревой, В.П. Похиалайна, Г.П. Тереховой, А.Д. Чехова и др. В ее пределах с юго-востока на северо-запад принято выделять Тайгоносский, Пенжинский, Майнский, Усть-Бельский сегменты, каждый из которых обладает некоторыми специфическими особенностями.

В *Тайгоносском сегменте* структуры Пенжинско-Анадырской системы занимают узкую полосу юго-восточного побережья полуостровов Тайгонос и Елистратова. Западная граница с Кони-Тайгоносской системой проходит по Южно-Тайгоносскому и Елистратовскому надвигам. На Тайгоносе известны два типа верхнеюрско-нижнемеловых отложений — туфокремнисто-терригенный и терригенно-кремнисто-вулканогенный [92]. Первый тип разреза развит в северной части вдоль надвига и представлен тонким переслаиванием алевролитов, песчаников, глинистых сланцев с пачками (мощность до 300 м) серых и зеленых кремнистых пород, туфов основного состава, туфопесчаников. Встречаются прослои доломитов (мощность до 25—30 см) и ауцелловых ракушнякав. Толща занимает стратиграфический интервал волжского—валанжинского ярусов.

Второй тип разреза сходен с Пенжинским сегментом, и в нем выделяются кингивеевская, мялекасынская, тылакрьльская свиты. Кингивеевская свита, как правило, состоит из двух ассоциаций — кремнисто-вулканогенной и кремнисто-сланцевой, разные сочетания которых обеспечивают фациальные изменения кингивеевской свиты. Иногда в составе свиты появляется флишоидная песчано-глинистая ассоциация, что отличает разрезы кингивеевской свиты Тайгоноса от разрезов Пенжинского сегмента.

Кремнисто-вулканогенная ассоциация (мощность 500—700 м) состоит из диабазов, спилитов с прослоями разноцветных ярко окрашенных яшм. Иногда кремнистые породы слагают мощные (до 75 м) пачки тонкого чередования яшм, радиоляритов и других силицитов. Кремнисто-сланцевая ассоциация образует пачки чередования темно-серых, зеленовато-серых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, окремнелых вулканомиктовых песчаников (мощность до 300—500 м). Локально встречаются потоки спилитов, прослои известняков, яшм и линзы кристаллических доломитов. Флишоидная песчано-глинисто-сланцевая ассоциация сложена ритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников. Мощности ритмов, количество песчаных прослоев и их мощность значительно варьируют. В основании ритмов встречаются характерные брекчии из уплотненных обломков черных аргиллитов. Есть ритмы, состоящие только из алевролитов и аргиллитов. Встречаются единичные прослои валунно-галечных конгломератов из обломков габбро и диоритов.

Терригенно-кремнисто-вулканогенная кингивеевская свита имеет поздневолжско-берриасский возраст. Взаимоотношения отдельных вышеописанных ассоциаций не всегда ясны, а их неоднократное повторение в разрезах береговых обрывов Тайгоноса может быть следствием чешуйчатого строения кингивеевской свиты [92]. В пользу этого свидетельствует появление тел габбро-гипербазитового комплекса мощностью до 250 м, которые или слагают самостоятельные пластины, или приурочены к подошве чешуй кингивеевской свиты. Кроме того, для кингивеевской свиты характерны мощные горизонты милонитов и катаклизитов. Породы габбро-гипербазитового комплекса с блоками эклогитов и эклогитовых амфиболитов рассматриваются как фрагменты меланократового фундамента верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Возраст эклогитов 183 млн лет (К-Аг метод).

На п-ове Елистратова кремнисто-вулканогенные образования позднекимериджского возраста входят в состав мезозойской офиолитовой ассоциации [13]. Это палеотипные базальты и пикрито-базальты с двумя горизонтами (мощность 10—20 м) сургучно-красных яшм, радиоляритов, яшмо-кварцитов и серых кремнистых пород. Базальты относятся к низкоглиноземистому (12—14%) натриевому

(3—4,5%) типу с повышенным содержанием окиси магния (7—8%) и пониженным — окиси титана (0,8—1,0%).

Кингвеемская свита перекрывается терригенной флишоидной ассоциацией берриас-раннебарремского возраста (мялекасынская и тылакрьльская свиты) общей мощностью 1800—2000 м. Она представлена ритмичным чередованием гравелитов, песчаников и алевролитов. Характерно сочетание грубых и тонких ритмов. К пачкам грубых ритмов приурочены горизонты (мощность 3—5 м) глыбовых брекчий и валунных конгломератов. Градация грубообломочных пород (конгломератов, гравелитов) характеризуется обломками алевролитов, известковистых пород с раковинами колымий, кремнистых пород, мраморов, спилитов, диабазов, яшм, диоритов, ультрабазитов, амфиболитов. Встречаются горизонты олистостромов, состоящие из обломков серпентинитов, вулканогенных и кремнистых пород кингвеемской свиты. В целом офиолитокластовый по своей сути эдафогенный материал, характерный для мялекасынской и тылакрьльской свит Тайгоноса, поступал из местных источников сноса.

Среди раннемеловых отложений п-ова Елистратова различаются берриас-валанжинские, готерив-барремские и апт-альбские отложения. Берриас-валанжинские отложения (мощность 200—250 м), сложенные красноцветными конгломерато-брекчиями, вулканокитовыми песчаниками, залегают с размывом на диабазовом комплексе палеозойского(?) возраста [13]. В обломках содержится галка диабазов, базальтов, тоналитов, кварцевых диоритов, андезитов, песчаников и алевролитов. Эти же образования рассматриваются как аналоги мялекасынской свиты [1, 45], но их описание в данных работах иное. Туфогенные песчаники, туфо-алевролиты, туфоконгломераты мялекасынской свиты с горизонтами кислых лав в верхней части согласно залегают на кератофирах, рассматривающихся как возрастной аналог кингвеемской свиты. Обломочный материал содержит туфогенно-осадочные породы, андезиты, липариты, гранодиориты, диориты. Мощность оценивается в 200 м.

Готерив-барремские отложения имеют существенно туфогенный состав: тефроиды, туфы, туфобрекчии базальтового и андезито-базальтового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты. Мощность 200—700 м. Выше согласно залегают толща (мощность 130 м) туфобрекчий, туфов, андезито-базальтов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов с фауной аптского яруса. Она сопоставляется с кармаливаямской свитой. В восточной части полуострова есть также туфогенно-осадочная толща мощностью 350 м, содержащая сеноманскую фауну.

На п-ове Тайгонос к кармаливаямской свите условно отнесена толща известковистых, кремнистых алевролитов с прослоями и линзами известняков, пачками тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов. Внутри толщи встречаются горизонты лав и туфов основного состава мощностью 80—200 м. По составу она ближе к кингвеемской свите, но по стратиграфическому положению сопоставляется с кармаливаямской [45, 92].

Верхнемеловые отложения Тайгоносского сегмента развиты на п-ове Елистратова и состоят из двух толщ [1, 13, 45]. Валижгенская свита (мощность 400 м) сложена пестроцветными конгломератами, песчаниками, углистыми алевролитами с флорой пенжинского горизонта п-ова Валижген. Быстринская свита серых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов делится на две части. В нижней части (550 м) развиты морские фации с фауной позднего турона — раннего сенона (мощность 350 м), а в верхней — лагунно-континентальные фации с обилием растительных остатков, обугленной древесины, с прослоями углистых аргиллитов и каменных углей.

Достоверно установленные мезозойские образования в Тайгоносском сегменте неизвестны, но среди заведомо допозднеюрских образований выделяется достаточно разнообразный комплекс пород [13]. На п-ове Елистратова условно к протерозою относятся узкие вытянутые тела амфиболитов, яшмо-кварцитов, квар-



цитов, мраморов и рассланцованных серпентинитов. Они расположены среди перидотитов мезозойской офиолитовой формации и сами, возможно, являются фрагментами древних офиолитов. Палеозойские офиолиты включают диабазовый комплекс, Прибрежный массив ультрабазитов и Елистратовский габбро-норитовый расслоенный массив. Диабазовый комплекс интенсивно брекчирован и является, по существу, тектонической брекчией диабазов, базальтов, андезитов, пронизанных телами тоналитов и микрогаббро. Они сопоставляются с горизонтными диабазов, расположенных в основании эльгеминайской серии Пенжинского кряжа. Прибрежный массив сложен гарцбургитами, дунитами, которые прорваны габброидами Елистратовского массива.

К мезозойским офиолитам относятся габбро-ультрабазитовый комплекс Водораздельных массивов, кремнисто-вулканогенные отложения кимериджа, субвулканические тела ультрабазитов и базитов. Водораздельные массивы сложены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, пироксенитами. С гипербазитами пространственно связаны небольшие выходы трондземитов, плагиогранитов, габброидов, а также дайки ультраосновного и основного состава. Мезозойские офиолиты, как и в других сегментах Пенжинско-Анадырской зоны, отличаются от палеозойских резким преобладанием ультрабазитов над габброидами. Устанавливаются также определенные петрохимические особенности и специфика рудной и аксессуарной минерализации ультраосновных пород палеозойских и мезозойских офиолитов.

*Пенжинский сегмент* включает структуры, протягивающиеся от Пенжинской губы до верховьев р. Майн. Домезозойские образования обнажаются в тектонических блоках, прослеживающихся на сотни километров. Наиболее крупный из них Ганычаланский блок расположен в Пантонейских горах.

Пантонейские горы имеют сложное покровно-чешуйчатое строение. В составе аллохтона, который перекрывает флишево-олистоостромовые толщи (валанжин—готерив) мялекасынской и тылакрьельской свит, выделяются разнообразные СВК. Их описание приводится по литературным данным [14, 39, 92, 98] и результатам геологосъемочных работ (Л.В. Баженов, В.М. Калинин, Ю.Р. Найденов, В.И. Перунов, Я.А. Семенов и др.).

В нижней части аллохтона развиты песчано-глинистые отложения с бореальной фауной верхней перми, верхнего триаса, а также глыбы органогенных известняков силура, девона, карбона. Некоторые исследователи в качестве самостоятельной толщи выделяют вулканогенно-осадочные образования среднего и верхнего девона.

Средняя часть аллохтона имеет сложную внутреннюю структуру в виде опрокинутой на юго-восток антиформы, осложненной несколькими чешуями и срезанной по надвигу юго-восточным крылом. В ядре антиформы обнажаются метаморфизованные в глаукофан-зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочные образования ильпенейской свиты. На крупномасштабных геологических картах они условно относятся к протерозою. Радиологический возраст (К-Аг метод) лавсонит-глаукофановых сланцев 350—330 млн лет [39], а наименее измененных вулканитов 450 млн лет. Принимая во внимание эти цифры и определенную аналогию с породами ваежской серии (стр. 36), возраст ильпенейской свиты можно считать позднепротерозойско-раннепалеозойским.

Верхняя часть аллохтона представлена офиолитами, которые расслоены на ряд самостоятельных пластин, сложенных серпентинитовым меланжем, полосчатым ультрабазит-габбровым комплексом, габброидами, породами дайкового комплекса и вулканогенно-осадочными образованиями эльгеминайской серии. Среди габброидного (мощность 1—2 км) и дайкового (мощность 1,5 км) комплексов встречаются тела гранатовых гнейсов, метаморфических сланцев, амфиболитов, тоналитов и гнейсовидных габбро. По данным Г.Е. Некрасова (устное сообщение), гранатовые гнейсы датируются (Pb-Pb термоизохронный метод) 1100 млн лет, а амфиболиты с телами тоналитов — 700—500 млн лет.

Эльгеминайская серия [14, 86] в нижней части представлена вулканитами (базальты, диабазы, спилиты) с прослоями и линзами розовых известняков и кремнистых пород (мощность 900 м). Они перекрываются известняками и кремнистыми породами карадокского яруса (мощность 50 м), которые вверх по разрезу сменяются гравелитами, конгломератами, алевролитами, известковистыми песчаниками и известняками с фауной карадокского яруса — нижнего силура. Общая мощность эльгеминайской серии в опорном разрезе 1800 м. Сравнение разных разрезов обнаруживает определенные лито- и биофациальные различия. Состав галек вулканогенных пород указывает на то, что источник сноса находился к западу, в пределах Алазейско-Олойской системы мезозойд, или в фундаменте ОЧВП [14].

В составе аллохтона встречаются также глинистые сланцы, алевролиты и конгломераты условно раннепалеозойского возраста. В обломочном материале содержатся терригенные, карбонатные, зеленосланцевые породы, габброиды и галька ордовикских кораллов.

Отложения эльгеминайской серии перекрываются конгломератами, алевролитами, песчаниками нижнего карбона (мощность 1500 м) и угленосной молассой визе—намюра (мощность 1200 м). Горизонты эффузивов основного и среднего состава относятся к известково-щелочной серии.

Вся сложная аллохтонная структура Ганычаланского блока запечатывается отложениями маметчинской свиты (неоавтохтон), разрез которой начинается с позднего альба.

Таким образом, верхняя часть офиолитовой ассоциации имеет раннепалеозойский возраст, а ее меланократовый фундамент определяется как позднепротерозойско-раннепалеозойский с реликтами более древнего позднепротерозойского амфиболит-зеленосланцевого комплекса [98]. Глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм отвечает этапу скупивания океанических образований, который произошел на рубеже раннего и позднего палеозоя (350—330 млн лет). Это было время начала формирования позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя коры переходного типа, на которой стали накапливаться прибрежно-морские и островодужные вулканогенно-осадочные серии, а позднее континентальные молассы верхнего палеозоя. Следовательно, в Ганычаланском блоке обнажается фрагмент переходной коры позднепалеозойского возраста, в создании которой существенную роль играли процессы тектонического скупивания океанических образований.

Небольшие по площади выходы домезозойских образований известны к юго-западу от Ганычаланского блока, в бассейне р. Таловки, и к северо-западу, на правобережье р. Пальматкина. Впервые аллохтонная природа тектонических блоков палеозоя была обоснована Г.Г. Кайгородцевым [58] и подтверждена исследованиями Л.А. Анкудинова, Л.Г. Пономаревой, Н.Л. Добрецова.

В Пальматкинском блоке к ордовику—силуру (пальматкинская свита) относятся глинистые сланцы, известковистые песчаники, алевролиты и мощные рифогенные известняки с фауной брахиопод, трилобитов, криноидей [86]. Каменноугольные отложения кичайваемской и харитонинской свит Ганычаланского блока к северо-востоку, в Пальматкинском блоке, сменяются вулканогенно-кремнисто-терригенной высокогорской свитой с обилием пирокластических образований кислого и среднего состава. Нижне- и верхнепермские терригенные отложения с горизонтами известняков развиты фрагментарно. Каменноугольно-пермские отложения содержат бореальную фауну (брахиоподы, гониатиты, фораминиферы, колымии) и флору ангарского типа.

Нижнемезозойские отложения, как и пермские, имеют ограниченное распространение. Блок триасовых пород (мощность 360 м) на побережье Пенжинской губы сложен туфогенными сланцами с прослоями туфогенных песчаников, витрокластических туфов и горизонтами андезитов. Они охарактеризованы моно-

тисовой фауной карнийского и норийского ярусов ("Геология СССР", т. 30), не типичной для мезозойд Северо-Востока СССР, но близкой к фауне Колючинско-Крестовской системы (см. главу четвертую). Отмеченные ранее, при описании Ганычаланского блока, триасовые аргиллиты, песчаники с известковистыми конкрециями (мощность 90 м) имеют позднеладинский—раннекарнийский возраст [86, 98]. Наиболее крупный тектонический блок (1,2×2,5 км), обнажающийся в долине р. Таловки, сложен туфотерригенными отложениями пограничных слоев нория—эрта (мощность 650 м) [5]. Они образуют тектоническую пластину, надвинутую на вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения кингвеевской и тылакрьельской свит, и, в свою очередь, перекрываются пластиной песчаников мялкасынской свиты. Встречаются также и более мелкие выходы известково-терригенных пород с пеллециподами и брахиоподами карнийского и норийского ярусов [98].

Нижне- и среднеюрские отложения Пальматкинского блока залегают с угловым несогласием на нижнекаменноугольных отложениях [86]. Анадыркульская свита (мощность 360 м) сложена толщей чередования песчаников, мелкогалечных конгломератов, известковистых туфогенных и полимиктовых песчаников, алевролитов. Выше согласно залегают туфогенные песчаники, алевролиты чахматкульской свиты мощностью 350 м. Весь разрез охарактеризован брахиоподами, аммонитами, иноцерамидами, белемнитами лейаса — нижнего келловаея.

К юго-западу от Ганычаланского блока известна еще одна — Куюльская полоса выходов офиолитов, отличительными чертами которых являются широкое распространение серпентинитовых меланжей и тесная связь габбро-гипербазитового комплекса с вулканогенно-кремнистыми отложениями кингвеевской СВК. А.Ф. Михайлов [89] считал Куюльский массив факолитом, внедрившимся в антиклинальную структуру; Г.В. Пинус, В.В. Велинский и другие авторы рассматривали его как пластинообразную протрузию гипербазитов. Современные исследования свидетельствуют об аллохтонной природе куюльских офиолитов [2, 5, 75, 98].

По мнению А.Д. Чехова [98], куюльские офиолиты залегают в виде аллохтонной пластины на верхнеюрско-валанжинских терригенных отложениях мялкасынской свиты и олистостромовых образованиях готерива—альба. Вместе с ганычаланскими офиолитами они объединяются в единый крупный тектонический покров, шарьированный в северном направлении в готеривское время. При такой интерпретации структура Пенжинско-Анадырской системы представляется достаточно простой, состоящей из четырех тектонических комплексов: автохтон (титон—валанжин), параавтохтон (готерив—альб), аллохтон (палеозойские офиолиты), неоавтохтон (верхний мел).

Иной вариант аллохтонного залегания куюльских офиолитов предполагает перемещение их в юго-восточном направлении [2, 5]. Автохтоном служат или кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения верхней юры — валанжина и готеривская олистострома (рис. 4), или нижнемеловой флиш. Вдоль северо-западного контакта офиолиты перекрываются юрско-меловыми отложениями, имеющими чешуйчато-надвиговую структуру. Подобная точка зрения подтверждается геофизическими данными, позволяющими интерпретировать офиолиты как тектоническую пластину (мощность до 900 м), падающую на северо-запад под углом 5—20° [2].

Куюльская полоса офиолитов характеризуется интенсивной тектонической переработкой и, по сути дела, представляет собой серпентинитовый меланж с отдельными фрагментами офиолитового разреза, среди которых по своим размерам выделяется Куюльский массив (Ганкуваямская пластина по А.Д. Чехову). Офиолитовый массив слагает синформную структуру, расслоенную на несколько пластин и чешуй. В нижней части развиты гипербазиты, разделенные на нескольких уровнях серпентинитовым меланжем. В основном встречаются гарц-

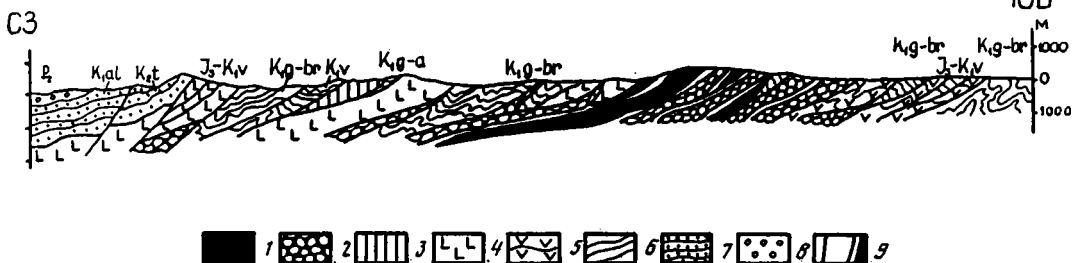


Рис. 4. Геологический профиль через Куюльский меланж [5]

1 — гипербазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — терригенные отложения (Т<sub>1</sub>); 4 — кремнисто-вулканогенные отложения (I<sub>3</sub>—K<sub>1v</sub>); 5 — кремнисто-туфотерригенные отложения (I<sub>3</sub>—K<sub>1v</sub>); 6 — алевролит-песчаные отложения (K<sub>v</sub>, K<sub>1g</sub>—br, K<sub>1</sub>br—a); 7 — конгломерат-песчаные отложения (K<sub>1al</sub>—K<sub>2t</sub>); 8 — терригенные отложения (P<sub>2</sub>); 9 — разломы

бургиты, реже лерцолиты, дуниты с пластинообразными телами пироксенитов, гнейсовидных и полосчатых габбро (мощность 200 м). Выше расположена пластина габброидов (мощность 300—500 м), отделенная зоной серпентинитового меланжа. В ряде мест вдоль контакта гипербазитов и габброидов в меланже сохранились фрагменты полосчатого, линзовидно-слоистого габбро-гипербазитового комплекса мощностью до 150 м. В составе габброидов встречаются полосчатые и массивные габбро, реже габбро-нориты и оливиновые габбро. На контакте с гипербазитовым комплексом габброиды милонитизированы и окварцованы. Выше вдоль контакта с вулканогенно-кремнистыми образованиями встречаются тела габбро-диабазов и плагиогранитов, являющиеся фрагментами дайкового комплекса офиолитовой ассоциации. Верхняя вулканогенно-осадочная часть разреза сложена диабазами, спилитами, базальтами, туфами основного состава. В подошве породы сильно брекчированы и рассланцованы. Эти образования на основании внешнего сходства нередко отождествлялись с палеозойскими толщами Ганычаланского блока [86, 98] или с кингивеевской свитой [2,5 и др.]. Недавно В.С. Вишневецкая из яшмоидов определила радиолярии бат-келловея.

Серпентинитовый меланж содержит блоки пород кингивеевской свиты (базальты, известняки, яшмы), полосчатого комплекса, габброидов, амфиболитов, глаукофановых и зеленых сланцев, плагиогранитов, габбро-диоритов, мраморизованных известняков с прослоями красных кремней. Распределение блоков в цементе хаотическое.

Метаморфические породы, вероятно, разновозрастные. Часть их, располагающаяся в основании тектонических чешуй и пластин, образовалась по породам кингивеевской свиты, что подтверждается находками в прослоях кремнистых пород радиолярий мезозойского облика [5]; другие блоки мраморизованных пород имеют, вероятно, палеозойский возраст.

Радиолитические определения возраста (К-Аг метод) габброидов 121—115 млн лет и перидотитов 132—112 млн лет определяют время их тектонического становления [5], что подтверждается наличием готерив-альбских олистостромов.

Стратиграфия верхнеюрско-меловых отложений рассмотрена в работах Г.П. Авдейко, О.П. Дундо, М.А. Пергамент, В.П. Похилайнена и др. Кингивеевская свита представлена базальтами, спилитами, туфами основного состава, кремнистыми и туфогенно-осадочными породами (мощность отложений 1000—1200 м). Низкокальциевые базальтоиды относятся к толентовской серии [5]. По площади отмечаются фациальные изменения.

Так, например, в автохтоне Куюльских офиолитов разновозрастные кингивеевской свите отложения сложены туффитами, туфопесчаниками, туфоалевро-

литами с горизонтами кремнистых пород и основных вулканитов (мощность 900 м). В Валижгенском поднятии и местами в Таловских горах стратиграфические аналоги кингвеевской свиты представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами основного состава [53]. Возраст кингвеевской свиты определялся по стратиграфическому положению и редким находкам фауны. В пределах Куюльской полосы офиолитов она охарактеризована радиоляриями верхней юры — валанжина [5]. В других местах определения радиолярий указывают на мезозойский (триас-юрский по заключению Х.С. Липман и берриас-валанжинский по заключению А.И. Жамойды) возраст. Последние исследования 1988 г., проведенные В.Н. Григорьевым, К.А. Крыловым, И.Е. Пральниковой [75], позволили обнаружить триас-юрский возраст некоторых вулканогенно-кремнистых отложений, относимых ранее к кингвеевской свите. В терригенных породах кингвеевской свиты фауна имеет берриасский возраст [53]. В свете этих противоречивых данных вопрос о возрасте кингвеевской свиты остается открытым. Скорее всего, мы имеем дело с гетерохронным комплексом.

Взаимоотношения глинистых сланцев, песчаников и туфобрекчий с фауной келловая, кимеридж-волжского яруса, известных в нескольких разрозненных выходах на побережье Пенжинской губы, с более молодыми отложениями не установлены [86]. А.Д. Чехов [98, с. 77] описывает своеобразный разрез верхнеюрских — нижнемеловых отложений по р. Таловке. Нижняя часть мощностью 300—400 м имеет алевролитовый состав с прослоями песчаников и гравелитов. Они охарактеризованы бухиями волжского яруса — низов берриаса. В гравелитах обнаружена галька кремней, яшм, диабазов, известняков, хромититов. Вверх по разрезу алевролиты прослаиваются пачками ритмичного чередования алевролитов, песчаников и пластами массивных песчаников, туффитов, туфов, глинистых яшм. В слоистых пачках видны следы конседиментационного оползания. Верхняя часть (валанжинские слои) представлена грубым чередованием алевролитов и песчаников с переотложенными конкрециями волжских известняков и олистолитами кремней и спилитов. Весь разрез А.Д. Чехов относит к мялекасынской свите и на основании этого делает вывод об одновозрастности в формационном отношении различающихся между собой мялекасынской и кингвеевской свит.

Стратиграфия и литология нижнемеловых отложений изучены достаточно хорошо. Их мощность оценивается от 4500 до 9000 м. Выделяются мялекасынская (валанжин), тылакрьельская (готерив—баррем), кармаливаямская (баррем—апт), тихореченская (апт — нижний альб) и кедровская (нижний—средний альб) свиты. Последние три свиты объединяются в айнынскую серию. В ее составе, помимо терригенных пород, отмечаются туфы андезитов и андезито-базальтов, сосредоточенные главным образом в кармаливаямской свите, а в верхней части встречаются лишь туфогенно-осадочные разности.

Спорным остается вопрос о присутствии в мялекасынской свите горизонтов яшм и базальтов. Э.С. Алексеев [5] считает, что их выходы связаны с узкими зонами меланжа, маркирующими подошву тектонических пластин. В составе тылакрьельской свиты описывались горизонты туфов и андезито-базальтов [53]. В последние годы появились данные об олистостромовом характере значительной части тылакрьельской свиты [5, 71, 98]. Олистолиты сложены яшмами, основными эффузивами, габброидами, палеозойскими известняками. Вмещающие песчаники, гравелиты, конгломераты имеют офиолитокластовый состав.

В районе горы Длинной (Валижгенское поднятие) олистостромы появляются в кровле мялекасынской свиты и тектонически перекрываются гипербазитами [98]. Выше гипербазитов залегает толща (мощность 1500—1000 м) ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, охарактеризованная в верхней части фауной готерива. Прослой и пачки конгломератов, гравелитов, сосредоточенные в нижней части, имеют офиолитокластовый или мономиктовый (серпентинитовый) состав и содержат тела серпентинизированных гипербазитов и серпентинитовых брекчий.

В горизонтах олистостромов встречаются также известняки и терригенные породы палеозоя — нижнего мезозоя. Залегающая выше кармаливаямская свита (мощность 900 м) содержит в основании 60-метровый горизонт туфобрекчий, туфов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов.

Относительно генезиса гипербазитов горы Длинной существуют разные точки зрения. А.Ф. Михайлов [89] и Г.Г. Кайгородцев считали их особым типом ультраосновного магматизма, выделяя пластовые, эксплозивные и осадочные образования. Обращалось внимание на ритмичное строение гипербазитовых тел, нижняя часть которых сложена брекчированными перидотитами и крупноглыбовыми перидотитовыми брекчиями с закономерным уменьшением размеров обломков к кровле пласта. Мономиктовые брекчии сменяются полимиктовыми, содержащими гальку габбро, известняков, алевролитов. Выше залегают серпентинитовые песчаники, нередко косослоистые, и более зрелые пироксеновые песчаники. В.Ф. Белый [12] предложил вулканическую гипотезу происхождения ультраосновных пород, выделив вулканокластические, осадочные, лавовые, субвулканические, экструзивные образования. Имеются также представления о протрузивном (данные Г.В. Пинуса и др., 1973 г.), тектоническом и олистостромовом [24, 64, 98] происхождении ультраосновных образований горы Длинной. Надо отметить, что близкие в морфологическом и, вероятно, генетическом отношении ультраосновные породы были обнаружены на Кубе [94], где они образовались в результате эксплозивных выбросов из поднимающегося диапира раскаленного ультраосновного материала в бассейн с флишево-олистостромовыми отложениями.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения в полосе куюльских офиолитов имеют чешуйчато-надвиговое строение (см. рис. 4). Подошвы некоторых пластин маркируются зонами серпентинитового меланжа. В отдельных чешуях присутствуют триасовые отложения. Все это свидетельствует о значительных деформациях осадочного чехла, меланократовый фундамент которого вскрыт в Куюльском массиве и, в свою очередь, как отмечалось ранее, является тектонически расчлененным. Основными горизонтами срыва являются полосчатый и габбро-диорит-плагиогранитный комплексы и граница чехол—фундамент. С севера на эти образования надвинуты палеозойские комплексы Ганычаланского блока.

Расположенные в тылу Ганычаланского аллохтона позднеюрско-раннемеловые отложения имеют иной туфотерригенный состав (см. рис. 5). К северу и северо-востоку от Ганычаланского блока волжско-валанжинские отложения Пантонейских гор представлены туфопесчаниками, туфобрекчиями, алевролитами и туфами [1, 86]. На правом берегу р. Пальматкина верхнеюрские отложения несогласно залегают на средней юре. Они представлены туфами и туфобрекчиями среднего состава с горизонтами песчаников и аргиллитов (мощность 200—300 м). Берриас-валанжинские отложения сложены толщей чередования песчаников, туфобрекчий, алевролитов (мощность 1000 м). По своему характеру эти образования близки к разрезам Мургальского поднятия и западной части хребта Пекульней, где появляются андезиты, андезито-базальты, кислые лавы и туфы наземного и морского происхождения.

Структуры, сложенные верхнеюрско-меловыми и более древними образованиями, запечатываются верхнемеловыми отложениями, разрез которых начинается с сеноманского яруса (М.А. Пергамент, 1978 г.; "Геология СССР", т. 30), а возможно, даже с верхнего альба [53]. К югу от Ганычаланского блока в основании верхнемелового разреза с резким угловым несогласием на различных более древних образованиях залегают конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты маметчинской свиты. Конгломераты содержат обломки андезито-базальтов, андезитов, порфиритов, туфов, кремнистых пород, гранитоидов. Последние впервые появляются в составе кластического материала меловых отложений. В породах встречается много растительного детрита, обуглившейся древесины, включений углистого вещества. Пенжинская свита сложена полимиктовыми, вулканомикто-

выми, туфогенными песчаниками, алевролитами. Она датируется поздним сеноманом — коньяком [53] или поздним туроном — коньяком ("Геология СССР, т. 30). В пределах Валижгенского поднятия сеноман-туронские морские отложения замещаются угленосными континентальными образованиями валижгенской свиты, залегающей несогласно на различных более древних образованиях с конгломератами в основании. В.П. Похиалайнен рассматривает ее в качестве возрастного аналога маметчинской и пенжинской свит, а М.А. Пергамент датирует поздним туроном — коньяком. Выше залегающие сенон-датские отложения (быстринская и пилалваямская свиты) сложены морскими терригенными породами с редкими прослоями андезитовых туфов. В верхней части появляются горизонты каменных углей (второй этап угленакопления).

К северу от Ганычаланского блока и в междуречье рек Пенжины и Пальматкиной нижнемеловые отложения несогласно перекрываются альбскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Выше залегают терригенные породы сеномана—турона и сенона. Они залегают согласно, хотя в основании сеноманских отложений имеются мощные горизонты конгломератов, а в сеноне — следы размыта.

*Майнский сегмент* занимает пространство от верховьев р. Майн до Усть-Бельских гор. По данным геологосъемочных работ В.В. Лебедева и др. (1986 г.), развитые здесь юрско-нижнемеловые отложения слагают систему чешуй и пластин шириной 1—10 км и протяженностью до 40 км. Неоавтохтоном для них, вероятно, служат менее дислоцированные отложения верхнего альба — турона, которые залегают со стратиграфическим и структурным несогласием. Наиболее древними отложениями являются ниже- и среднеюрские песчаники. Более широко развиты залегающие несогласно с конгломератами в основании туфогенные алевролиты волжского яруса с прослоями туфов основного состава и туфогенных песчаников. Мощность верхнеюрских отложений 400—500 м. Нижнемеловые отложения развиты на значительных пространствах Майнского сегмента. Они сложены туфогенными алевролитами, туфогенными песчаниками, туффитами с незначительным количеством туфов основного и среднего состава, алевролитов, песчаников и с редкими прослоями и линзами гравелитов. В кровле появляются горизонты бухиевых ракушняков (мощность 2 м) и перемытых конкреций известняков с фауной нижнего валанжина [101]. Мощность отложений берриасского и валанжинского ярусов достигает 1000 м. Готеривские отложения (270 м) представлены туффитами с прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников. Фаунистически доказанные барремские и аптские отложения неизвестны. Отложения альбского яруса представлены чередованием полимиктовых, вулканомиктовых песчаников, алевролитов, а также туфогенных песчаников, туффитов, туфов среднего состава (мощность 1000 м). В самых верхних горизонтах альбского яруса (мощность 110—135 м) отмечаются продукты перемыта подстилающих образований. Алевролиты содержат обломки и гальку песчаников, алевропелитов, магматических пород, известняковых конкреций с фауной палеозоя, берриаса, валанжина, нижнего и среднего альба. Сеноман-туронские отложения сложены полимиктовыми песчаниками и алевролитами мощностью 1400—1500 м. Коньяк-кампанские отложения залегают с резким угловым несогласием и представлены чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов с прослоями конгломератов, туфогенных песчаников, туффитов, туфов среднего и основного состава (мощность 3650 м). К маастрихту относятся вулканомиктовые карбонатные песчаники, конгломераты, алевролиты (мощность 500 м), залегающие с резким угловым несогласием на различных более древних образованиях. Здесь также встречены горизонты с переотложенной фауной берриаса, альба, сеномана—турона.

*Усть-Бельский сегмент* (самый северный) имеет сложное покровно-складчатое строение. Здесь СВК Пенжинско-Анадырской системы, слагающие сложно построенный аллохтон, надвинуты на структуры Алганской зоны, являющиеся относительно молодым автохтоном [2, 98]. На границе аллохтона и автохтона встречаются

амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы, образовавшиеся по вулканогенно-кремнистой толще, содержащей радиолярии валанжина [58, 59]. Имеются определенные сложности в проведении границы между автохтоном и аллохтоном. В одних случаях [98, с. 37] к автохтону относятся вулканогенно-кремнистые отложения валанжина пекульнейвеемской свиты, в других [98, с. 10] — терригенные верхнеюрско-нижнемеловые отложения, а пекульнейвеемская свита включается в состав аллохтона; А.А. Александров [2] автохтоном считал терригенную толщу сеноман-турона. Подобные разногласия, по-видимому, вызваны тем, что в процессе сочленения структур Пенжинско-Анадырской и Алганской зон происходило "перемешивание" СВК этих тектонических единиц. Такие взаимоотношения характеризуют определенные условия (жесткое сочленение) взаимодействия коровых структур, являющиеся реакцией на горизонтальные движения масс.

Аллохтон сложен офиолитами, разнообразными палеозойскими и мезозойскими образованиями [2, 98]. Они составляют систему пластин и чешуй с общим крутым наклоном к западу. Выделяются два крупных покровных элемента.

Нижний аллохтонный комплекс состоит из отдельных пластин ультрабазит-габбро-базальтовой (офиолитовой) ассоциации, терригенных отложений средней юры, валанжина и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя. Офиолитовая ассоциация, залегающая в основании палеозойского разреза, имеет следующее строение (снизу вверх): серпентинитовый меланж (мощность 100 м); серпентинизированные дуниты и гарцбургиты (500—600 м); амфиболитизированные габбро-диабазы (500—800 м); спилиты и диабазы (500 м). Выше залегают толща чередования кремнистых алевролитов, ленточных кремней, туфов, известняков, песчаников среднего—верхнего девона (300 м) и толща переслаивания полимиктовых песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, гравелитов, конгломератов с фауной нижнего карбона (250 м). В конгломератах содержится галька спилитов, диабазов, кремней, туфов, серпентинитов. Весь палеозойский разрез, начиная от офиолитов, прорван дайками плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диабазов. Радиологический возраст дайкового комплекса изменяется в интервале 304—180 млн лет (К-Аг метод). Достоверными считаются древние цифры, поскольку они получены по наименее измененным породам [2].

Верхний аллохтонный элемент также состоит из нескольких пластин, разделенных зонами серпентинитового меланжа. Нижняя пластина сложена гнейсовидными габбро; габбро-диоритами. Габбровый комплекс тектонически перекрыт гарцбургитами, дунитами с подчиненным количеством верлитов и лерцолитов. Мощность дунит-гарцбургитовой пластины 4000 м. Выше залегают толща базальтов (мощность 200 м) и перекрывающих их кремнисто-глинистых сланцев (500—700 м). Возраст этих образований не установлен, и они условно относятся к мезозою.

Неоавтохтон сложен молассовыми образованиями, разрез которых начинается с морской молассы позднего альба — сенона. Выше залегают континентальная моласса сенона—дания. Молассы, расположенные во фронте аллохтонных масс, содержат обломки офиолитов, тогда как разрезы, расположенные западнее, в тылу аллохтона, лишены офиолитового материала. Следовательно, перемещение масс во время накопления моласс шло с запада на восток, что хорошо согласуется с общей структурой Усть-Бельских гор. Амплитуда перемещения оценивается в 30—40 км. Однако, на наш взгляд, отмеченное различие в составе обломочного материала моласс трудно объяснить столь небольшими перемещениями. Вероятно, общее сокращение структуры было значительным.

Домезозойские образования Усть-Бельских гор представляют собой разрез среднепалеозойской океанической коры с чехлом перекрывающих осадков. Наряду с полными разрезами офиолитов встречаются тектонические пластины, сложенные отдельными его горизонтами, что указывает на процессы тектонического расслаивания. Кроме того, мезозойские офиолиты отличаются полным



отсутствием габбрового слоя. По мнению Г.Е. Некрасова [93], это является показателем деструктивного происхождения офиолитов. Раннемезозойский комплекс входит в состав аллохтона и сложен толщей грубого переслаивания песчаников, алевролитов с прослоями конгломератов, мергелей батского яруса средней юры. Среднемезозойский комплекс представлен двумя различными в формационном отношении образованиями. Вулканогенно-кремнистые отложения, осложненные системой тектонических чешуй, зонами меланжа и протрузиями гипербазитов, сходны с пекульнейвеемской свитой Алганской зоны. Терригенные отложения представляют собой толщу чередования песчаников, алевролитов, аргилитов с бухиями верхней юры — валанжина. Их можно сопоставлять с разновозрастными отложениями, расположенными в тылу Ганычаланского блока.

Верхнемезозойский комплекс также представлен двумя различными типами отложений. Неоавтохтон (Пенжинско-Анадырская система) сложен молассаами, разрез которых начинается морскими отложениями верхнего альба — сенона, а венчается континентальными образованиями сеномана—дания. Автохтон (Алганская зона) сложен морскими терригенными, нередко флишоидными отложениями сеноман-турон-сантона (мощность 900 м) [2].

Еще раз подчеркнем, что совмещение в одной покровной структуре разновозрастных СВК и разновозрастных офиолитов свидетельствует об интенсивных тектонических деформациях и значительных горизонтальных перемещениях, характеризующих определенный тип аккреционных процессов.

К северо-западу от Усть-Бельских гор мезозойские отложения обнажаются на левом берегу р. Анадырь в ядре Кутинской антиклинали ("Геология СССР", т. 30; [9]). Их разрез начинается с норийского яруса, представленного туфогенными песчаниками, туфами, туфобрекчиями андезитов (минимальная мощность 450 м). К нижней юре (верхний лейас) относятся песчаники, алевролиты (500 м). В средней юре (аален — ранний келловей) появляются прослои аргиллитов, туфов, туфобрекчий (700 м). Вышележащие верхневолжско-берриасские песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями туфов и конгломератов залегают со значительным перерывом и, вероятно, несогласно. Сантон-кампанские терригенные отложения (мощность 3000 м) ложатся с размывом на разных более древних слоях и перекрываются континентальными угленосными отложениями сенона—дания. Меловые отложения Кутинской антиклинали и Майнского сегмента слагают юго-восточное крыло поздне мелового Пенжинского прогиба [9] или Пенжинско-Анадырской зоны [136]. Они характеризуются неполнотой разрезов с выпадением в ряде мест валанжинских и баррем-аптских отложений, а также сокращенной мощностью аптских и сеноман-туронских отложений. Центральная часть прогиба выполнена палеоген-четвертичными отложениями. Вдоль северо-западного крыла несогласно на структурах Кони-Тайгоносской системы залегают континентальные конгломераты, песчаники, алевролиты сеномана—турона. Верхнетурон-сенонские терригенные отложения (2000 м) с горизонтами кислых туфов представлены морскими мелководными фациями. В верхней части есть континентальные флороносные пачки.

Приведенные выше основные черты геологического строения Пенжинско-Анадырской системы показывают, что в ее пределах можно выделять две зоны с разными фундаментами и мезозойскими формациями. По отношению к мезозойским отложениям фундаментом являются в одних структурах докембрийско-палеозойские образования, а в других — мезозойские офиолиты.

К первому типу относятся докембрийско-раннепалеозойский меланократовый фундамент, офиолитовая ассоциация, океанические, переходные и орогенные комплексы палеозойского возраста. Они известны на п-ове Тайгонос, в Ганычаланском, Пальматкинском блоках, в Майнском и Усть-Бельском сегментах. Фрагменты фундамента встречаются также в нижнемеловых олистостромах Пенжинского сегмента.

Другим типом фундамента являются мезозойские офиолиты. Тектонотипами служат Куюльский массив и офиолиты Водораздельного хребта п-ова Елистратова, а также габбро-гипербазитовые комплексы с эклогитами, известные на Тайгоносе. Наличие мезозойских офиолитов предполагается в Усть-Бельских горах [98].

Область с гетерогенным докембрийско-палеозойским фундаментом характеризуется своим типом мезозойских отложений. Устанавливаются три типа взаимоотношений пород чехла и фундамента. В первом случае мезозойские отложения непосредственно перекрывают породы фундамента (Пальматкинский, Ганычаланский блоки, п-ов Елистратова). Во втором случае породы чехла и фундамента слагают самостоятельные пластины в составе единых аллохтонных структур (Усть-Бельские горы). В третьем случае они располагаются в тылу аллохтонных структур Ганычаланского и Усть-Бельского блоков. Все эти отложения можно объединить в единую структурно-формационную Ганычалан-Усть-Бельскую зону.

Главная отличительная особенность мезозойских разрезов Ганычалан-Усть-Бельской зоны заключается в присутствии туфотерригенных формаций раннего мезозоя (средний триас — средняя юра). Средне-мезозойские отложения (верхняя юра — нижний мел) представлены туфотерригенными формациями в континентальной части и туфокремнисто-терригенными и туфотерригенными в Тайгоносском сегменте. Верхне-мезозойские отложения (верхний мел) представлены мелко-водными морскими, прибрежно-морскими и континентальными фациями.

Разрез другой Куюльской зоны с мезозойским офиолитовым фундаментом начинается только с верхнеюрских отложений. Более древние образования встречаются в виде чешуй, тектонических блоков, развитых крайне фрагментарно. Средне-мезозойские отложения имеют двучленное строение: кремнисто-вулканогенная ассоциация в нижней части и флишеидная в верхней. Олистостромовые образования во флишевой ассоциации появляются на разных стратиграфических уровнях. На Тайгоносе они описаны в валанжинских отложениях мялекасынской свиты [92], на Валижгенском поднятии они приурочены к границе валанжина и готерива [71, 89], в Таловских горах имеют готеривский возраст [5, 98], а вблизи Ганычаланского блока — баррем-аптский возраст [98]. Отсутствие пространственных и временных закономерностей в распределении олистостромов не позволяет говорить о какой-либо симметрии или латеральной направленности развития. Тем самым не подтверждаются представления А.Д. Чехова о формировании структуры вследствие перемещения крупного аллохтона с юго-востока на северозапад.

Верхнемеловые отложения залегают резко несогласно, с размывом на более древних образованиях и структурах. В Тайгоносском и Пенжинском сегментах осадконакопление происходило в мелководных и прибрежных условиях, вблизи береговой линии и высокогорной суши [67]. Псаммиты верхнемелового комплекса представлены полимиктовыми разностями и граувакками. Помимо обломков андезито-базальтов, базальтов, туфов, порфиритов, кремнистых пород, уже в альбских породах появляются обломки гранитоидов. Горизонты туфов, туфогенно-осадочных разностей и пеллового материала в цементе пород указывают на влияние ОЧВП. По своему составу верхнемеловые отложения формационно едины с одновозрастными отложениями Ганычалан-Усть-Бельской зоны. В тектоническом аспекте верхнемеловые отложения Пенжинско-Анадырской системы являются неаавтохтоном, который запечатывает структурный план раннемелового времени.

Строение фундамента Ганычалан-Усть-Бельской зоны на время начала мезозойской седиментации позволяет говорить о коре переходного типа, а для Куюльской зоны — об океанической или субокеанической коре, которая подверглась расслоению и утолщению в конце раннего мела. Тектонические движения этого времени

вызвали сокращение площади бассейна седиментации в Куюльской зоне и образование чешуйчато-надвиговых аккреционных структур, фиксируемых в полосе куюльских офиолитов. В это же время вдоль границы Куюльской и Ганычалан-Усть-Бельской зон возникла система фронтальных аллохтонов (Усть-Бельский, Ганычаланский) и глубинных надвигов (Южно-Тайгоносский, Елистратовский).

Существенная разница в составе допозднемеловых СВК Ганычалан-Усть-Бельской и Куюльской зон свидетельствует о совершенно различных тектонических режимах. Нижне- и среднемезозойские отложения Ганычалан-Усть-Бельской зоны тесно связаны с развитием Удско-Мургальской дуги. Постоянная примесь в разрезах туфогенного и вулканогенного материала и преимущественно островодужный состав обломков позволяют считать, что они накапливались вблизи вулканической дуги. На отрезке Майнского и Усть-Бельского сегментов во фронте островодужной системы существовала внешняя невулканическая дуга, фундаментом которой служили докембрийско-палеозойские образования Ганычаланского и Усть-Бельского блоков. Внешней дугой могло быть реконструируемое Таловское-Майнское поднятие [92], которое фиксируется по изменению мощности, характера осадков, выпадению из разрезов меловых отложений разных стратиграфических горизонтов. Вблизи поднятия они содержат обломки яшм, основных вулканитов и других палеозойских пород.

В западном направлении резко увеличивается мощность триас-среднеюрских отложений (от 1000 до 2500 м) и верхнеюрско-нижнемеловых (от 600 до 1500 м). Между внешней и внутренней дугами в междуговом Пенжинско-Анадырском бассейне накапливались мощные туфотерригенные осадки. Терригенный материал поступал как с запада, так и с востока, а вулканогенный материал — только с запада, из внутренней вулканической дуги. В позднемеловое время это уже был остаточный Пенжинский прогиб, располагавшийся на шельфе Азиатского континента.

В южном, Тайгоносском сегменте островодужная система имела более простое строение — в виде одной вулканической дуги. Верхнепалеозойские комплексы, сравнимые с Пенжинским сегментом, входили в состав фундамента этой вулканической гряды. Модель одинарной дуги, развивавшейся на краю континентального шельфа, объясняет уникальную находку [92] на Тайгоносе среди валанжинских отложений обломков палеозойских пород с типично бореальной фауной колымий Омолонского массива. Они могли приноситься реками с Азиатского континента. В случае двойной островной дуги, существовавшей севернее Тайгоноса, вынос таких обломков во фронт внешней, невулканической дуги невозможен. Здесь могут быть только продукты размыва самой дуги и ее фундамента.

Во фронтальной части дуги в предостроводужной обстановке накапливались верхнеюрско-нижнемеловые туфокремнисто-терригенные осадки (тайгоносские фации). По данным Г.Е. Некрасова [92], Южно-Тайгоносский надвиг и его продолжение на п-ове Елистратова фиксировали положение крупного уступа, сложенного ультраосновными, основными и метаморфическими породами, который можно рассматривать как внутренний склон глубоководного желоба. В процессе субдукции позднепалеозойско-раннемезозойского времени к фронту островной дуги причленились палеозойские офиолиты, диабазовый комплекс, метаморфические образования, обнажающиеся на п-ове Елистратова. В результате возник допозднеюрский аккреционный комплекс, который перекрывается верхнеюрско-неокомовыми отложениями.

В конце раннего мела возник новый аккреционный комплекс, сложенный породами кингивеевской свиты, которая имеет чешуйчатое строение, маркируемое зонами милонитов и гипербазитов. Терригенные нижнемеловые отложения с олистостромами, вероятно, представляют собой осадки заполнявшегося желоба. Существование субдукции вдоль Южно-Тайгоносского надвига подтверждается расположением гранитно-метаморфических поясов Тайгоноса. В Пенжинском

сегменте к осадкам желоба, возможно, относится необычный по стратиграфическому объему разрез мялекасынской свиты по р. Таловке (см. с. 28). Этому не противоречит характер самих отложений. В гемипелагических осадках (алевролиты) появляются горизонты турбидитов со следами подводного оползания. Вверх по разрезу по мере заваливания желоба осадками наблюдается их перемыв, погрубление кластических пород, а также поступление обломков и сползание крупных глыб второго океанического слоя.

Этот анализ раскрывает важное палеотектоническое значение границы раздела Куюльской и Ганычалан-Усть-Бельской зон Пенжинско-Анадырской системы. Предлагается ее интерпретировать как конвергентную границу азиатской континентальной литосферы и океанической плиты Мезопацфики. К северо-западу от Тайгоноса палеограницу следует вести вдоль южного края Ганычаланского блока, восточнее Пальматкинского и Майнского поднятий, где она скрыта под чехлом молодых осадков, и по подошве Усть-Бельского аллохтона. Расположенные к востоку от этой границы мезозойские комплексы имели океаническую или субокеаническую кору и относятся уже к структурам Корякско-Камчатской складчатой области. Такая трактовка отражена на предлагаемой схеме тектонического районирования (см. рис. 1). Наличие в единых покровных системах в совмещенном положении литопластин Западно-Корякской и Корякско-Камчатской складчатых областей свидетельствует о жестком сочленении океанической и континентальной литосфер.

Таким образом, Западно-Корякская складчатая область, включающая Кони-Тайгоносскую и Ганычалан-Усть-Бельскую зоны Пенжинско-Анадырской системы, представляла собой в позднем палеозое — мезозое зону перехода континент—океан. Основными элементами ее в раннем мезозое были Кони-Тайгоносская дуга, краевое море (Северо-Тайгоносский и Гижигинский прогибы), в среднем мезозое — Удско-Мургалская дуга, состоящая из нескольких элементов с разным типом фундамента и косо секущая край Азиатского континента наподобие современной Курило-Камчатской дуги.

В позднем мезозое известково-щелочной вулканизм был сосредоточен вдоль активной окраины Азиатского континента. К югу от фронтальной зоны ОЧВП (Кони-Тайгоносская система) располагался шельф, который в это время занимал как Ганычалан-Усть-Бельскую, так и Куюльскую зону Пенжинско-Анадырской системы. Пенжинский поздне меловой шельфовый прогиб во многом наследовал структуру Пенжинско-Анадырского междугового бассейна. Структуры Куюльской зоны в результате тектонических движений раннемелового времени нарастили шельф в пределах Тайгоносского и Пенжинского сегментов. Именно по этой причине комплексы, характерные для Корякско-Камчатской складчатой области, имеющие аккреционную природу, ошибочно включались в единую структурно-формационную зону с поздними мезозоидами.

### *Глава третья*

## **КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ**

Корякско-Камчатская складчатая область — это крупнейший структурный элемент Северо-Востока СССР, имеющий протяженность 1650 км. Она относится к поясу кайнозойской складчатости, и в ее пределах выделяются более ранняя Корякская и более поздняя Камчатская складчатые системы. Принципиально новый мобилистский подход к тектонике региона был впервые предложен П.Н. Кропоткиным и К.А. Шахварстовой [73], предсказавшими существование надвигов и покровов в Корякском нагорье и на Камчатке.

Корякская складчатая система занимает северную и центральную части Корякского нагорья. Планомерное геологическое изучение этого обширного региона началось только в 50-е годы. Результаты первого этапа были обобщены в 30-м томе "Геологии СССР". В начале 70-х годов появились первые данные о существовании тектонических покровов, чешуй, зон серпентинитового меланжа, олистостромов (Н.А. Богданов, А.А. Александров, О.Н. Иванов, Ш.Х. Баратов). Существенный вклад в разработку современных представлений по тектонике Корякского нагорья внесли работы Корякской комплексной геологической экспедиции СВКНИИ ДВО и ГИН АН СССР (А.А. Александров, С.Г. Бялобженский, В.Н. Григорьев, Т.В. Звезда, О.Н. Иванов, А.Д. Казимиров, Ю.А. Колясников, Л.Л. Красный, С.А. Паланджян, А.А. Пейве, А.Н. Петров, В.П. Похиалайнен, С.В. Руженцев, С.Д. Соколов, А.Д. Чехов). Именно результаты этих исследований, с учетом более ранних работ В.Ф. Белого, В.А. Захарова, Г.Г. Кайгородцева, Г.П. Тереховой, В.А. Титова и ряда других исследователей, положены в основу развиваемых представлений о тектонике Корякского нагорья.

Корякская складчатая система делится на ряд структурно-формационных зон: Алганскую, Майницкую, Великореченскую, Алькатваамскую, Эконайскую. Как будет показано ниже, между СВК Алганской и Майницкой зон, а также Великореченской и Алькатваамской наблюдаются определенные черты сходства. Существенной спецификой характеризуется Эконайская зона. В структурном отношении эти зоны образуют Корякскую, Эконайскую и Емраваам-Пикасьваямскую системы покровов, которые различаются по составу слагающих их образований, внутренней структуре и времени формирования.

### Алганская зона

#### *Геологическое описание*

Алганская зона сложена разнообразным комплексом пород со стратиграфическим диапазоном протерозой(?) — верхний мел (более молодые образования не рассматриваются). На западе она тектонически перекрыта структурами Пенжинско-Анадырской системы (Усть-Бельский аллохтон), а на востоке шарьирована на терригенные отложения Великореченской зоны. Вдоль восточной границы локализованы выходы габбро, габбро-норитов, гарцбургитов, перидотитов, дунитов. Амплитуда общего перемещения неизвестна, и вполне возможно, что вся Алганская зона находится в аллохтонном залегании. Внутреннее ее строение изучено слабо, и наиболее полная характеристика дана в работе В.П. Зинкевича [98].

Выделяются две крупные структуры: Ваежская структура, представляющая собой систему тектонических чешуй, падающих в северо-западном направлении, и Алганская структура, характеризующаяся сложной дислоцированностью, напряженной мелкой складчатостью, широким развитием зон дробления и тектонического разлинзования и расчешуивания. К плоскостям надвигов и чешуй приурочены мощные зоны катаклазитов (мощность до 200 м), серпентинитов, серпентинитовых меланжей, зеленосланцевых и глаукофановых метаморфитов. Неоавтохтоном для системы внутренних чешуй являются апт(?)—альбские отложения. Шарьирование Алганского аллохтона на структуры Великореченской зоны произошло в палеогене.

Домезозойские образования Алганской зоны обнажаются в Ваежском поднятении, расположенном в верховьях рек Ваеги и Мукарылян. Наиболее древними считаются сильно тектонизированные (катаклазиты, милониты, бластомилониты) зеленосланцевые и глаукофан-сланцевые породы ваежской серии. О возрасте метаморфитов можно судить по находкам акритарх рифея—кембрия [54] и по обломкам сланцев, кварцитов и милонитов в песчаниках триаса, девона [164]

и в известняках силура [153]. С тектоническими блоками докембрия—палеозоя пространственно связаны выходы гипербазитов. По мнению В.Б. Шмакина, они представляют собой тектонический меланж, в котором в виде глыб сохранились фрагменты разрезов мощностью до нескольких сот метров. В наименее измененных блоках удается установить первоначальный состав пород: базальты, кремни, гипербазиты. Зоны меланжа располагаются в поле пород пекульнейвеемской свиты и содержат ее фрагменты в виде блоков. В меланжах также встречаются отторженцы размером в первые сотни метров известняков и туфогенно-осадочных пород силура, известняков девона, карбона, перми [48, 58, 153].

Среди фаунистически датированных девонских отложений выделяются рифовые известняки с водорослями, кораллами, брахиоподами и трилобитами нижнего, среднего и верхнего отделов, известняки с прослоями кремнистых пород, содержащих радиолярии и конодонты верхнего девона, и известняки с прослоями аркозовых песчаников и мергелей. Суммарная мощность восстанавливаемого по глыбам разреза девона, по оценке В.Б. Шмакина, превышает 100 м. Г.Г. Кайгородцев [58] первым обратил внимание на бескорневое залегание известняковых утесов и на приуроченность их вместе с гипербазитами к зонам разломов глубоководного заложения, которые, на наш взгляд, могут маркировать подошвы надвигов и чешуй. Аллохтонная природа гипербазитов подтверждается геофизическими данными.

Наиболее древние мезозойские образования относятся к верхнему триасу. Они обнажаются в тектонических блоках среди меловых отложений и метаморфических образований и представлены лититовыми, полимиктовыми, аркозовыми известковистыми песчаниками с прослоями туфогенных пород, конгломератов, гравелитов, ракушников и пачками ритмичного чередования конгломератов, песчаников, алевролитов общей мощностью 500—700 м. Среди обломочного материала триасовых пород преобладают кварц, плагиоклазы, базальты, алевролиты, аргиллиты, песчаники, кремни, известняки, кварциты. Существенную роль играют грубообломочные и олистостромовые образования с олистолитами известняков силура, девона и карбона [48]. На севере были встречены обломки битуминозных известняков с призматическими слоями раковин колымий и известковистых конкреций с пермскими фораминиферами борсальной провинции [164]. Появление лититовых разностей гравелитов и песчаников в северных разрезах указывает на приближение к источнику сноса. Туфогенный материал также поступал с севера. Триасовые отложения характеризуются борсальной фауной.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Алганской зоны имеют вулканогенно-кремнисто-терригенный состав. Они объединяются в пекульнейвеемскую свиту. В северо-западной части, от р. Конычан до Усть-Бельского гипербазитового массива, пекульнейвеемская свита представлена кремнисто-вулканогенной ассоциацией (спилиты, диабазы, туфы, яшмы, радиоляриты, пелитоморфные известняки) с валанжинскими бухиями и радиоляриями койвэрланского комплекса [59] общей мощностью 1200—1300 м. По данным В.А. Захарова и Г.И. Агальцова, в верхней части существенную роль играют терригенные породы (алевролиты, аргиллиты, граувакковые песчаники), а общая мощность оценивается в 3800 м. В восточной части, на хребте Рарыткин, обнажается толща алевролитов, граувакк, кремнистых сланцев, аргиллитов, яшм, основных лав, туфов среднего и кислого состава, туффигов, известковистых песчаников, известняков общей мощностью 500—700 м. Нижняя часть разреза охарактеризована радиоляриями келловея, кимериджа, а средняя — радиоляриями валанжина—готерива [98]. В бассейне р. Талыйнын В.Т. Крымсалова выделила радиолярии байоса, бата—келловея, кимериджа—титона, берриаса—готерива. Г.П. Терехова отмечает находки бухий верхнего валанжина в красных кремнистых известняках и радиолярий берриаса—готерива, берриаса—валанжина в яшмах. Совместное нахождение бухий и радиолярий *Ristola* и *Parvicingula* является показателем принадлежности верхнеюрских

отложений к Южно-Бореальной провинции [181]. По мнению В.С. Вишневской, бат-келловейские радиолярии свидетельствуют, скорее всего, о холодноводных условиях.

В бассейнах рек Таляйнын и Березовая мощность вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений оценивается [9] в 2—3 км. При этом обращается внимание на интенсивную и беспорядочную дислоцированность, многочисленные зоны дробления и милонитизации, выполненные цеолитами, на тектоническое разлинзование и выдавливание отдельных литологических разностей. Здесь были обнаружены радиолярии средней юры (устное сообщение Н.И. Филатовой).

Сведения о составе верхнеюрско-нижнемеловых отложений Ваежской структуры крайне противоречивые. Г.Г. Кайгородцев [59] выделил в бассейне р. Мукарылян чисто терригенные отложения валанжинского яруса. Близкие по составу, но с более широким стратиграфическим диапазоном и с единичными горизонтами кремней и основных эффузивов берриас-готеривские отложения описаны Л.Д. Цветковым в междуречье Мукарылян—Пойменная.

Наиболее подробные описания пекульнейвеемской свиты этого участка сделал В.Б. Шмакин в 1983—1984 гг., и на них следует остановиться подробнее. В составе пекульнейвеемской свиты, которую В.Б. Шмакин считает полным аналогом чирьнайской серии Майницкой зоны, предлагается выделять две толщи. Нижняя вулканогенно-кремнисто-песчаниковая толща состоит из нескольких литологических ассоциаций, взаимоотношения между которыми часто неясны. Вблизи меланжа развиты яшмово-базальтовая и кремнисто-песчаниковая ассоциации. Яшмово-базальтовая ассоциация (60% базальтов, 30% яшм, 10% терригенных и кремнисто-терригенных пород) охарактеризована радиоляриями койвэрланского комплекса (валанжин). Первоначально на основании структурного положения породы данной ассоциации помещались в основание разреза верхнеюрско-нижнемеловых образований, но после определений радиолярий они стали рассматриваться как фациальная разновидность кремнисто-алевролитовой ассоциации валанжинского возраста. Эти данные наряду с отмеченными выше существенными различиями в описании разрезов, составленных разными авторами, указывают на сложное внутреннее, вероятно чешуйчатое, строение среднеюрско-нижнемеловых отложений. В пользу такого предположения свидетельствует интенсивная тектоническая переработка пекульнейвеемской свиты, которая, по данным В.Б. Шмакина, является аномальной даже для повсеместно тектонизированных пород чирьнайской серии.

Кремнисто-песчаниковая ассоциация (80% песчаников, 10% гравелитов, конгломератов, 10% кремней, единичные алевролиты и туфы базальтового состава) имеет мощность 400 м и охарактеризована бухиями верхнего кимериджа — нижней части волжского яруса. Песчаники относятся к грауваккам, полимиктовым и вулканотерригенным разностям. В составе обломочного материала встречаются единичные зерна калиевого полевого шпата (КПШ).

Флишевая ассоциация (35—40% песчаников, 40—50% алевролитов, единичные алевропелиты, основные туфы) имеет мощность 600—800 м. Песчаники представлены аренитами, вакками, полимиктовыми и вулканотерригенными разностями. Положение их в разрезе и взаимоотношения с другими ассоциациями не установлены.

Кремнисто-алевролитовая ассоциация (60% алевролитов, 30% песчаников, 5% алевропелитов, 5% яшм, прослой основных туфов) имеет мощность 350 м. Характерно ритмичное флишоидное строение (дистальный флиш) с прослоями кремней и пачками яшм, которые образуют слоистые пакеты тонкого чередования с алевролитами и кремнистыми аргиллитами. Кремнистые пачки часто будинированы. Радиолярии койвэрланского комплекса позволяют говорить о валанжинском возрасте.

Верхняя толща пекульнейвеемской свиты в нижней части сложена песча-

никовой, а в верхней — песчаниково-псефитовой ассоциацией. Песчаниковая ассоциация (80% песчаников, остальное — алевролиты, гравелиты, пуддинговые конгломераты) имеет мощность 300—400 м и содержит бухии валанжинского яруса. Песчаники относятся к лититовым ареникам, грауваккам, полимиктовым и аркозовым разностям. Песчаниково-псефитовая ассоциация (конгломераты, гравелиты, песчаники) имеет мощность 300—400 м и наряду с валанжинскими бухиями содержит обломки раковин иноцерамов, появление которых в меловых толщах Корякского нагорья характерно для границы валанжинского и готеривского ярусов. В конгломератах обломочный материал представлен обломками алевролитов, песчаников, известковистых песчаников, базальтов, в гравелитах — обломками базальтов, кварца, клинопироксена. Среди песчаников различаются лититовые вакки, ареники, полимиктовые, реже граувакковые и аркозовые разности.

К сожалению, отсутствие детальных структурных наблюдений не позволяет судить, имеем ли мы дело только с пестрой, фациально разнородной толщей или с тектоническим совмещением близких по возрасту, но литологически различных ассоциаций. В пользу последнего предположения свидетельствует появление на валанжинском уровне трех ассоциаций, фациальные переходы между которыми не наблюдались. При этом яшмово-базальтовая ассоциация занимает наиболее низкое структурное положение, ее выходы приурочены к зонам серпентинитового меланжа. Нельзя исключать, что это фрагмент офиолитовой ассоциации. Вероятно, в пределах отдельных структур Алганской зоны начало осадконакопления могло быть значительно разорвано во времени. Подобный тип седиментации характерен для деструктивного режима с образованием зон вторичного раскрытия.

Отложения готерив-барремского яруса представлены конгломератами, гравелитами, разнозернистыми вулканотерригенными и тефроидными песчаниками, прослоями туфов и туффитов андезитового состава. В обломочном материале, помимо обломков, характерных для кластической части верхнеюрско-валанжинских пород, появляются обломки нижней толщи пекульнейвеемской свиты, продукты размыва собственных пород, а также биотит, глауконит и серпентиниты.

Вышележащие отложения представлены мощной (3—5 км) терригенной (часто флишоидной) толщей, залегающей несогласно на более древних образованиях. В структурном отношении они слагают достаточно слабо дислоцированный чехол, который можно рассматривать в качестве неоавтохтона Алганской зоны. Нижняя часть разреза относится к альб-туронскому ярусу, а верхняя (ламутская свита) — к сенону.

В Ваежской структуре к альб-сеноманскому ярусу относятся песчаники, алевролиты, конгломераты, алевропелиты с прослоями тефроидов и кислых туфов. Среди песчаников различаются ареники, полимиктовые и лититовые разности с биотитом, глауконитом. Количество зерен КПШ достигает первых процентов. Возраст толщи точно не установлен. Г.П. Терехова, В.В. Лебедев и другие авторы отмечают следы перемыва готеривских, валанжинских, нижне- и среднеальбских пород. Исходя из этого, всю нижнюю часть толщи можно датировать поздним альбом. Вблизи Таловско-Майнского поднятия увеличивается количество грубообломочных пород, в составе которых преобладает галька вулканитов, гранитоидов, яшм, песчаников, известняков. Отдельные глыбы известняков ордовика, силура, девона достигают в диаметре 20 м.

В Алганской структуре В.П. Зинкевич [98] выделил перекактинскую свиту, для которой характерно тонкое и грубое чередование песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов с прослоями яшм и мандельштейнов(?). Их отличают плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала, резкая фациальная изменчивость, регрессивный тип разреза. По составу кластических пород



перекатнинская свита относится к граувакковой формации (мощность 2—7 км). Ее возраст ( $K_{1a1}$ — $K_{2t}$ ) определяется на основании стратиграфического положения и всего лишь двух находок фауны. В бассейне р. Пырканываам породы пекульнейвеемской и перекатнинской свит образуют чешуйчатые структуры, неавтохтонном для которых служит ламутская свита (В.В. Лебедев и др., 1986 г.).

Сенонские отложения (ламутская свита) представлены флишоидным чередованием песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов с прослоями кремнистых пород и кислых туфов. Характерны мощные (100—300 м) горизонты песчаников (зерновые потоки). В обломочном материале содержатся кварц, полевые шпаты, разнообразные эффузивы, осадочные породы, туфы, гранитоиды.

На большей части Алганской зоны отложения перекатнинской и ламутской свит не датированы, и поэтому в их состав, вероятно, включаются разновозрастные отложения. В первую очередь это замечание касается горизонтов яшм и вулканитов. Во-первых, они описаны только в некоторых разрезах. Во-вторых, датировка сантон-кампаном вулканогенно-кремнистых пород в бассейне рек Ваеги и Мукарылян дается [59] по радиально-ребристым иноцерамам, найденным в аллювии, и по определениям радиолярий в шлифах. Автор вынужден обратить внимание читателя на необходимость уточнения возраста и положения в разрезе горизонтов яшм и вулканитов, поскольку в случае подтверждения их поздне-мелового возраста потребуются пересмотр и внесение корректив в схему аккреционного развития.

Наиболее молодыми отложениями Алганской зоны являются мелководные прибрежно-морские образования молассового облика (мощность 500 м), условно относимые к маастрихту [98].

### *Палеотектоническая интерпретация*

На основании всего изложенного выше можно сделать вывод, что специфику Алганской зоны определяют вулканогенно-кремнисто-терригенные серии средней юры — валанжина. Фундаментом для них служат в Ваежской структуре меланжированные выходы протерозойско(?)-раннепалеозойских пород, а на остальной части Алганской зоны габбро-гипербазитовые комплексы, для которых характерна пространственная связь с яшмово-базальтовой ассоциацией пекульнейвеемской свиты.

Домезозойские СВК имеют определенное сходство с разновозрастными толщами Пенжинско-Анадырской системы. Триасовые отложения накапливались во фронте внешней невулканической Таловско-Майнской дуги. Появление олистостромов свидетельствует о существовании крутых тектонических уступов, которые характерны для внешних частей дуги и внутренних склонов желоба. При палин-спастических реконструкциях важно помнить, что триасовая и верхнепалеозойская фауна относятся к борсальному типу.

Отмеченное сходство протерозойско-раннепалеозойских и палеозойских СВК Ваежского блока и Ганычалан-Усть-Бельской зоны, а также тесная пространственная связь триасовых отложений с реконструируемым Таловско-Майнским палеоподнятием дают возможность интерпретировать Ваежскую структуру как фронтальную часть Пенжинско-Анадырской системы. Дальнейшие структурные исследования должны дать ответ на вопрос: является ли она полностью аллохтонным элементом современной структуры или деструктивным фундаментом пекульнейвеемской свиты, образовавшимся в результате раскола и отрыва фронтальной части Таловско-Майнского поднятия? Приверженность той или другой точке зрения определяет разные масштабы деструктивных явлений предпозднюрского времени.

Вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения пекульнейвеемской свиты по набору слагающих ассоциаций хорошо сопоставляются с формациями краевых





Рис. 5. Структурная схема южного фланга Корякской системы покровов [122]

1, 2 — Эконайская система покровов: 1 — автохтон (Яранайский комплекс), 2 — Эконайский аллохтон (нерасчлененный); 3—9 — Корякская система покровов: 3, 4 — Каутоямский автохтон (3 — юрско-нижнемеловые отложения, 4 — верхнемеловые—палеоценовые отложения), 5 — серпентинитовый меланж, 6 — Алькатваамский покров (верхнеюрско-нижнемеловые отложения), 7—9 — Майницкий аллохтон (7 — серпентинитовые меланжи, 8 — Нижнемайницкий покров, 9 — Верхнемайницкий покров); 10 — неоавтохтон (эоцен-олигоценные отложения).

Цифры на схеме: 1 — Гольцовая антиформа; 2 — Скалистая синформа; 3 — Туманная антиформа; 4 — Росомашинская синформа; 5 — Тынельская антиформа; 6 — Кельмывеевская синформа; 7, 8 — Находкинская антиформа; 7 — Исгуйская антиформа, 8 — Рытгыльский меланж

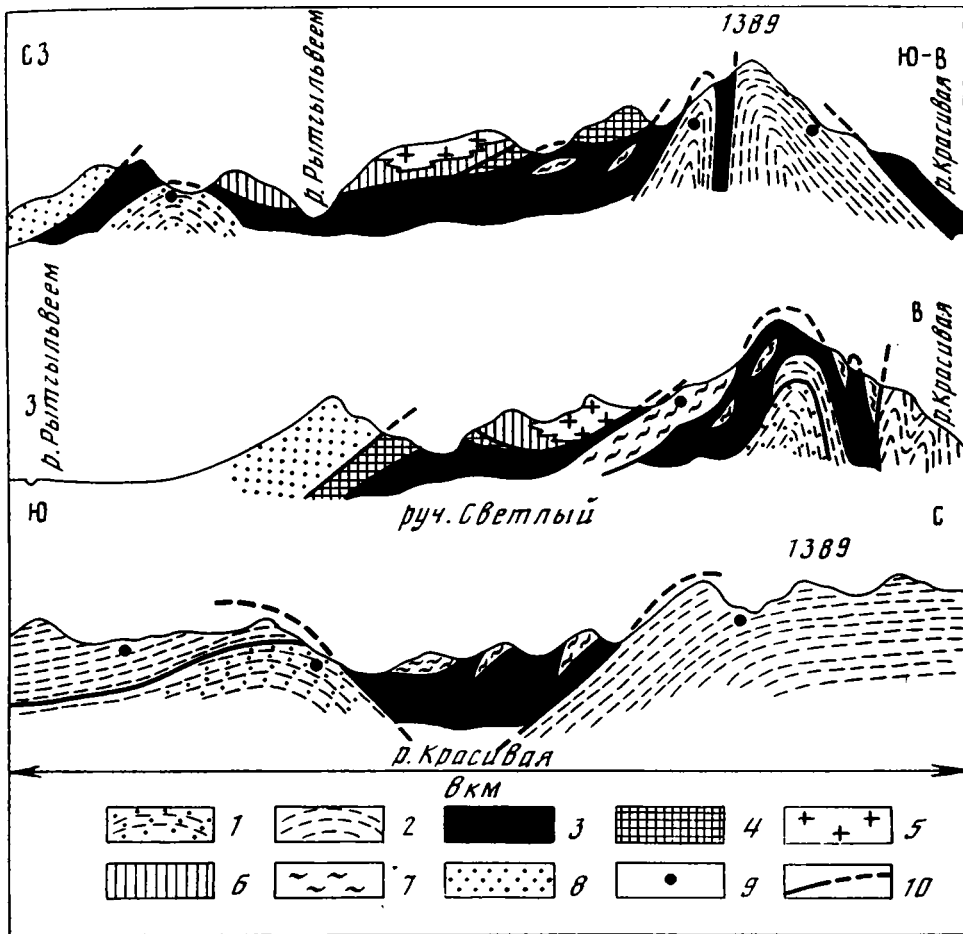


Рис. 6. Геологические профили через Рытгыльский меланж [122]

1, 2 — Аькатваамская зона, песчаники, алевролиты: 1 — I<sub>3</sub>—K<sub>IV</sub>, 2 — K<sub>2sn</sub>:3—8 — Майницкая зона: 3 — серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты, 4 — габбро, 5 — плагнограниты, 6 — "дайковый комплекс", 7 — кремни, известняки, спилиты (PZ), 8 — граувакки, туфы чирынайской серии (I<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>); 9 — места сбора органических остатков; 10 — разломы

что особенно наглядно видно на примере Ягельного меланжа [98, с. 175]. В таких случаях серпентинитовые меланжи приобретают вид наклоненных к северо-западу пластин, параллельно которым в висячем и лежачем крыльях возникают поверхности скалывания, захватывающие как меланж, так и породы чирынайской серии. В результате образуются чешуйчато-надвиговые структуры, затушевывающие первичные соотношения (рис. 7). Кроме того, в висячих крыльях появляются многочисленные протрузивные тела серпентинитов, которые как бы разъедают перекрывающие их породы чирынайской серии. Прекрасным примером таких структур является Чирынайский меланж. Синформные структуры, выполненные отложениями чирынайской серии, имеют более простое, мульдобразное строение, осложненное складками второго порядка.

Серпентинитовые меланжи в целом построены однотипно. Состав глыб в меланжах разнообразный: ультрабазиты, габброиды, плагнограниты, породы дайкового комплекса, различные вулканиты, кремни, известняки палеозойско-раннемезозойского возраста, фрагменты чирынайской серии, амфиболиты, зеленые

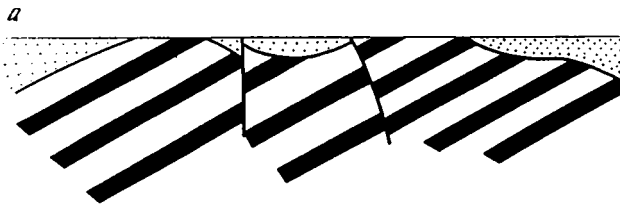


Рис. 7. Схема взаимоотношения серпентинитовых меланжей (1) и пород чирынской серии (2), иллюстрирующая преобразование антиформ (а) в покровно-чешуйчатые структуры (б, в)

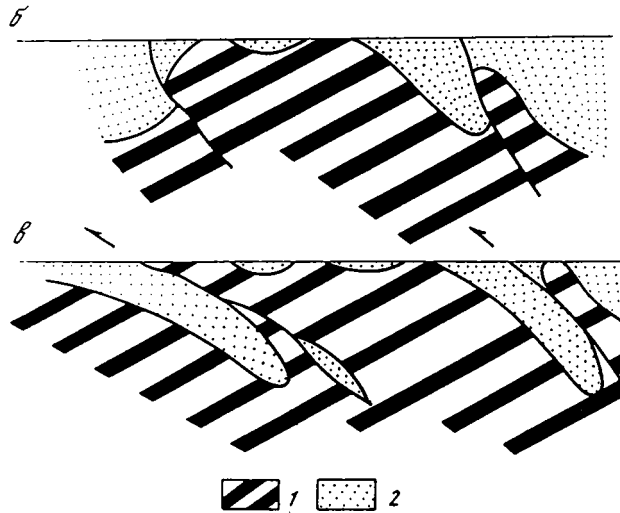
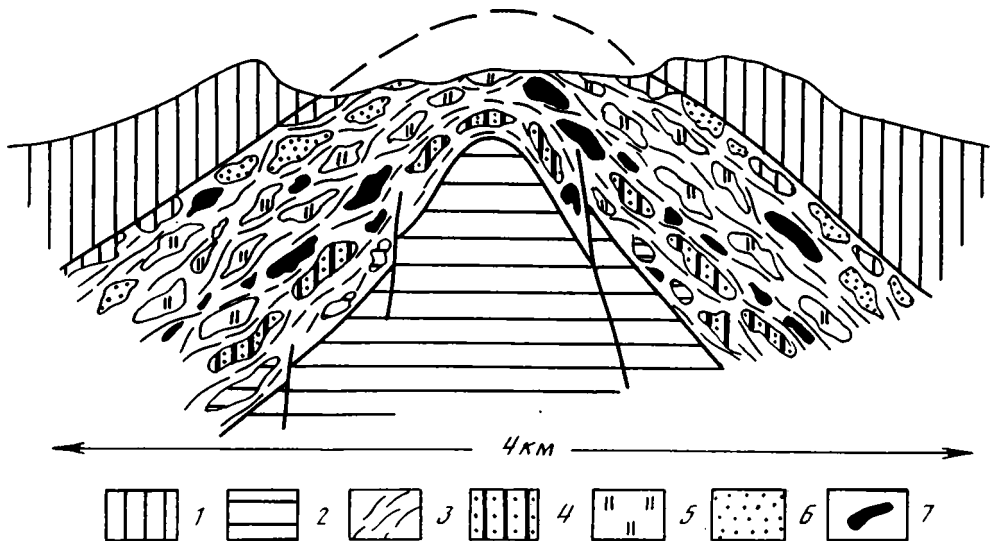


Рис. 8. Общий характер распределения глыб в меланже, обнажающемся в верховьях р. Хатырки на ее правом берегу

1, 2 — пластины: 1 — Верхнечирынская, 2 — Нижнечирынская; 3 — серпентинитовый матрикс меланжа; 4—7 — глыбы в меланже: 4 — амфиболиты, гранатовые амфиболиты и другие метаморфические сланцы, 5 — вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, 6 — туфотерригенные отложения верхней юры — нижнего мела (пекульнейская свита), 7 — офиолиты (гипербазиты, габбро, плагнограниты, дайковый комплекс)



и глаукофановые сланцы, эклогитоподобные породы. По составу включений выделяется Ягельный меланж, в котором нет пород верхнего палеозоя.

Глыбы в меланжах достигают нескольких километров. Центральные части меланжей имеют хаотическое строение, а периклинальные зоны выглядят более упорядоченными. Степень брекчирования в них уменьшается, характерными становятся пластинообразные тела протяженностью в первые десятки километров.

Степень меланжирования различается и в разных меланжах: максимальная в Чирынайском и Рытгыльском меланжах, а в Россомашинском и Верхнехатырском меланжах распределение глыб более упорядоченное, подчеркивающее как бы первичное пластинообразное псевдостратифицированное строение. Так, например, в Верхнехатырском меланже (рис. 8) на правом берегу р. Хатырки от периферии к центру блоки последовательно сложены породами чирынайской серии, юрско-нижнемеловыми туфотерригенными отложениями, верхнепалеозойско-раннемезозойскими вулканитами и кремнями, дайковым комплексом, габброидами, гипербазитами и, наконец, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами. В ряде мест из-под меланжа в тектонических окнах обнажаются породы нижнечирынайской пластины.

Количество серпентинитового цемента в меланжах изменчиво как по простиранию, так и вкрест простирания и при переходе от одного меланжа к другому. Это явление связано со способностью серпентинитов к течению во время складчатых деформаций. Подобно глинистому веществу в терригенных толщах, серпентинитовый цемент как бы нагнетается в ядра антиклиналей и синклиналей. На крыльях складок в результате оттока серпентинитового цемента остается глыбовый "сухой" меланж.

Отмеченные выше особенности коряжских меланжей отражают длительность процесса их формирования от стадии тектонического расслаивания и начала дифференцированного смещения литопластин (реликты псевдостратификации) до тектонического скупивания и смятия покровных элементов, сопровождаемых протрузивными явлениями. При такой последовательности образования меланжей хаотичность распределения блоков определяется не только протрузивными явлениями, но и количеством способного к пластическому течению серпентинитового цемента. Естественно, что в аллохтонных пластинах, несмотря на повышенную тектонизацию, хаотическое строение может быть выражено в меньшей степени, чем в корневых областях, где значительные объемы гипербазитов дают практически неограниченное количество материала для серпентинитового цемента.

Среди разнообразных метаморфических пород особое место занимают зеленосланцевые вулканогенно-кремнистые образования. Они известны в Чирынайском, Иомраутском и других меланжах. В последнем они образуют крупную пластину протяженностью 12 км. Находки в них акритарх [54] свидетельствуют о рифейско-кембрийском возрасте. По своему типу эти образования сходны с ваежской серией. Кроме того, встречаются зеленые и глаукофановые сланцы, образовавшиеся по верхнепалеозойско-нижнемезозойским породам [103] и чирынайской серии [2].

Строение офиолитовой ассоциации Майницкой зоны рассматривается в работах [2, 24, 37, 103, 122]. В ее составе выделяются комплексы меланократового фундамента, реликты офиолитов позднепалеозойско-раннемезозойского возраста и новообразованные офиолиты позднеюрско-раннемелового возраста. Породы меланократового фундамента, помимо дезинтегрированных блоков в меланже, слагают несколько крупных тектонических пластин, расположенных или среди офиолитов (Тамватнейский, Малонаучирынайский, Чирынайский массивы), или в виде самостоятельных аллохтонов (гора Красная, гора Средняя). По особенностям строения и состава различаются дунит-гарцбургитовый (гора Красная, гора Средняя, Чирынайский массив), дунит-гарцбургит-лерцолитовый (Тамватнейский массив), габбро-гипербазитовый (Малонаучирынайский массив), габбро-норитовый (гора Кекуры) и габбро-тоналитовый (гора Серая, гора Угрюмая) комплексы. Тамватнейский массив характеризуется низкой степенью дифференциации, проходившей в условиях медленного остывания на глубинах 60—70 км [76]. Лерцолиты Тамватнейского массива представляют собой наименее деплетированные образования первичной мантии. Деплетированный (реститовый) дунит-гарцбургитовый комплекс рассматривается в качестве мантийных метаморфических перидотитов основания палеозойско-раннемезозойской океанической коры. Чирынайский

массив образовался при быстром подъеме мантийного рестита и значительных объемах базальтовых выплавов [76]. Габбро-гипербазитовый Малонаучиры-найский массив, вероятно, является реликтом древнего метаморфизованного базитового слоя [98]. Отсутствие пород кумулятивного полосчатого комплекса, за исключением отдельных блоков в меланже, и непосредственное налегание верхнеюрско-нижнемеловых вулканогенно-кремнистых пород на гипербазиты указывают на деструктивную природу позднеюрско-раннемеловых офиолитов Майницкой зоны [93, 122]. Это подтверждается интенсивной тектонической расслоенностью офиолитов. Среди допозднеюрских офиолитов отсутствуют полные разрезы офиолитов или даже их фрагменты. Весь разрез восстанавливается лишь по разрозненным блокам, в которых удастся увидеть переходные разности между отдельными комплексами офиолитового разреза.

Ненарушенные разрезы позднеюрско-раннемеловой офиолитовой ассоциации в Майницкой зоне неизвестны. Даже в наиболее полных разрезах (Тамватнейский массив, Ягельный меланж) отдельные части офиолитов разделены поверхностями срывов. Офиолитовый аллохтон Тамватнейского массива, надвинутый на меловые отложения Великореченской зоны, имеет складчато-чешуйчатое строение с элементами сдвигания разреза [98, 103]. Мощность нижней дунит-гарцбургитовой части разреза достигает 2—4 км, пластин габбро-норитов и плагио-оклазовых перидотитов — 200 м, пластин вулканогенных пород — 1 км. Тамватнейские офиолиты характеризуются слабым развитием габброидов и отсутствием пород полосчатого комплекса.

В Ягельном меланже расположен достаточно полный фрагмент офиолитов [2, 50]. В нижней части находятся ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты), которые поверхностью срыва отделены от перекрывающих их габброидов. Выше расположены породы дайкового комплекса, представленные габбро-диабазами, диабазами, пикрит-диабазами со скринами габбро. По химическому составу они относятся к бонинитам. Верхняя часть разреза сложена шаровыми базальтами, среди которых различаются высокотитанистые базальты СОХ и надстраивающие их низкотитанистые островодужные толенты бонинитового ряда. Весь разрез интерпретируется как фрагмент энсиматической островной дуги с океаническим фундаментом [50]. По палеомагнитным данным, дайковый комплекс формировался на широте 30° (А.М. Диденко, устное сообщение), но, к сожалению, возраст офиолитов не установлен. Все отмеченные разности офиолитов встречаются в дезинтегрированном виде в блоках в меланже, где к ним добавляются фрагменты полосчатого комплекса, тоналиты, плагиограниты, а также породы чирыйской серии. В меланже в блоках вулканогенно-кремнистых пород содержатся радиоларии верхнего триаса — нижней юры, келловей, оксфорда—кимериджа, титона (определения Н.Ю. Брагина, В.С. Вишневской, И.Е. Пральниковой). Для верхнеюрского комплекса характерно совместное нахождение *Parvicingula* и *Ristola*.

Петрографические и петрохимические особенности офиолитов рассмотрены в ряде работ [24, 50, 98, 102]. Ультрабазиты характеризуются повышенной магнезиальностью и достаточно дифференцированным составом дунитов и гарцбургитов. Нахождение дунит-гарцбургитовых ассоциаций разного состава в тектонически совмещенном положении в Майницкой структуре позволяет говорить о тектонической расслоенности и дифференцированном перемещении отдельных частей меланократового фундамента. По составу пироксенов тамватнейские перидотиты сходны с лерцолитами разлома Оуэн в Индийском океане, а пироксены из гарцбургитов Ягельного меланжа близки к пироксенам из ультрабазитов, драгированных в желобах Марианском и Яп [103].

Большинство габброидов образуют единый петрохимический ряд и вместе с комагматичными базальтами относятся к океаническим толентам. Встречаются также выходы габбро, тесно связанные с плагиогранитами, тоналитами и вулканогенно-осадочными породами верхнего триаса — нижней юры (хребет

Кэнкэрэн, лозовская толща). Весь комплекс сформировался в геодинамической обстановке энсиматической островной дуги.

Тоналиты и плагиограниты обычно характеризуются низкими (менее 0,5%) содержаниями  $K^2O$ . Их эволюционный тренд отличается от тренда габброидов, и вместе со средними и кислыми вулканитами они являются островодужными образованиями [103]. Однако здесь следует отметить, что породы плагиогранитного ряда различаются по своему геологическому положению. Одни из них входят в состав офиолитового разреза палеозойско-раннемезозойского возраста, другие являются крупными рвущими интрузиями, метаморфизирующими не только нижнюю, но и верхнюю вулканогенно-осадочную часть офиолитов, а третьи, в виде мелких интрузий, прорывают породы чирынайской серии, а иногда и верхнемеловые отложения. Их разновозрастность подтверждается радиологическими данными (К-Аг метод), дающими широкий возрастной спектр — от 240 до 62 млн лет [2]. К сожалению, детальных петро- и геохимических работ по этим самостоятельным группам нет, поэтому общая их характеристика как островодужных серий условна и не позволяет проследить эволюцию магматических процессов, отражающих становление гранитно-метаморфического слоя.

Подобное заключение о геологической гетерогенности справедливо и для других частей офиолитов, среди которых в Майницких меланжах встречаются по меньшей мере две разновозрастные ассоциации ( $PZ_2—MZ_1$ ,  $J_3—K_1$ ) и три генетических типа: океанические, островодужные и офиолиты зон вторичного растяжения [93, 98, 103]. Имеющиеся в литературе петрохимические и геохимические данные приводятся без учета деления офиолитов на возрастные и генетические группы. Такие выборки характеризуют осредненный, валовой состав отдельных ассоциаций офиолитов.

Дальнейшие вещественные исследования должны вестись, базируясь на современных тектонических представлениях, что позволит решать вопросы генетического и эволюционного характера офиолитов. В связи с этим возникает проблема возрастных датировок отдельных частей офиолитовых разрезов. Причем сами по себе радиологические данные (К-Аг метод), например, по габброидам Чирынайского массива (136—108 млн лет), Тамватнейского (138—122 млн лет) и Малонаучирынайского массивов (122 млн лет) и по пироксенитам (131 млн лет) последнего [24] позволяют принять двойственное решение. Они могут быть проинтерпретированы, с одной стороны, как истинный возраст становления позднюрско-раннемеловых офиолитов, а с другой стороны, как время преобразования более древнего офиолитового субстрата в связи с возникновением зон вторичного растяжения. Все сказанное преследует цель, во-первых, обратить внимание читателя на сложность строения офиолитов, требующую комплексного подхода к их изучению, а во-вторых, на то, что степень изученности офиолитов не дает возможности использовать их в должной мере для выяснения палеотектонических и геодинамических режимов.

Чирынайская серия объединяет формационно единый, но фациально пестрый набор пород, включающий вулканогенные, кремнистые, терригенные и олистостромовые образования [2]. Эти отложения мы изучали на двух участках. Один расположен в верховьях рек Ныгчеквеем, Рытгыльвеем и Малый Научирынай [98], а другой — в верховьях рек Ваеги, Емраваам. Хатырка [95].

В первом районе отложения чирынайской серии слагают две пластины (см. рис. 5).

Нижнемайницкая состоит из трех толщ. Основание разреза занимает спилит-яшмовая ассоциация с радиоляриями верхней юры и нижнего мела (мощность 300 м). В средней части разреза развиты граувакки, состоящие из обломков основных, средних эффузивов, кремней, кварц-плагиоклазовых сростков, алевролитов, алевропелитов, зерен кварца, плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, слюд. Встречаются прослой серых кремней и перекристаллизованных извест-



няков (мощность 700 м). Верхняя часть (мощность 900 м) сложена тонкими витрическими туфами с кристаллокластической плагиоклазов и пироксенов, туфоалевропелитами, туфопесчаниками. Породы имеют тонкую (10—30 см) ритмичность, а иногда косую слоистость. Встречаются прослои (до 0,5—1 м) вулканомиктовых песчаников, состоящих из обломков средних и основных эффузивов, зерен плагиоклаза и пироксенов.

Верхнемайницкая пластина также имеет трехчленное строение. В нижней части разреза расположена базальт-яшмовая толща мощностью до 1 км, которая охарактеризована богатым комплексом радиолярий [98] позднеюрско-ранне-мелового возраста. Занимая нижнее стратиграфическое положение, вулканогенно-кремнистые образования пространственно связаны с выходами меланжей и образуют вместе с ними офиолитовую ассоциацию. Как правило, контакты с меланжами тектонические, но в Ягельном и Рытгыльском меланжах были встречены базальные слои чирынайской серии [2, 98, 111]. Они сложены конгломератобрекчиями из обломков серцентинитов, габбро и плагиогранитов. Интересно, что вулканогенно-кремнистые породы на крыльях антиформ, ядра которых сложены меланжами, деформированы и изменены, как правило, сильнее, чем в блоках меланжа.

Средняя часть разреза сложена грубослоистыми и однородными граувакками, содержащими примесь туфового материала. По составу граувакки относятся к полимиктовыми разностям, образовавшимся при размыве палеозойско-нижнемезозойских офиолитов. В виде отдельных прослоев встречаются базальты, кремнистые породы и редко линзы известняков. В этой части разреза имеются находки бухий берриас-валанжина. Верхняя толща также сложена граувакками, но преобладают грубозернистые разности, гравелиты с прослоями и линзами конгломератов. Помимо офиолитов, встречаются обломки известняков палеозоя и продукты размыва нижних частей чирынайской серии (вулканиты, граувакки, кремни, известняки, туфотерригенные породы). Возраст верхней толщи датируется готеривом—барремом [2].

Во втором районе (рис. 9) вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, выделяемые как единая чирынайская серия [156], по нашим данным [95], слагают два самостоятельных покрова, разделенные пластиной серпентинитового меланжа. Вместе они образуют сложный, смятый в синформные и антиформные складки аллохтон, шарьированный с севера на триасовые и верхнеюрско-меловые отложения, в формационном отношении отличные от пород чирынайской серии.

Внутренняя структура пластин чрезвычайно сложная. Породы смяты в складки, катаклазированы и интенсивно метаморфизованы в цеолит-пренит-цоизит-хлоритовой фации. Обширные поля вулканогенно-кремнисто-терригенных пород состоят из отдельных фрагментов разрезов, мощность которых, как правило, не превышает 200—300 м. Маркирующие горизонты кремнистых и вулканогенных пород удастся проследить только на расстоянии десятков и сотен метров и редко первых километров. Это следствие чешуйчатой, складчатой и катаклазированной внутренней структуры. Одни чешуи сложены фрагментами разрезов с хорошо сохранившейся первичной стратификацией без следов тектонизации и метаморфизма; другие блоки и чешуи при общей сильной тектонизации, метаморфизме и складчатости сохраняют элементы стратификации, и первоначальный состав пород в них удастся диагностировать; третьи фрагменты сложены сплошными катаклазитами, которые имеют вид однородной серой трещиноватой рыхлой или плотной массы псаммит-алевритистой размерности, состоящей главным образом из агрегатов новообразованных минералов. В связи с этим не удастся составить единые первичные разрезы для каждой пластины и определить их мощности. Для восстановления свод-

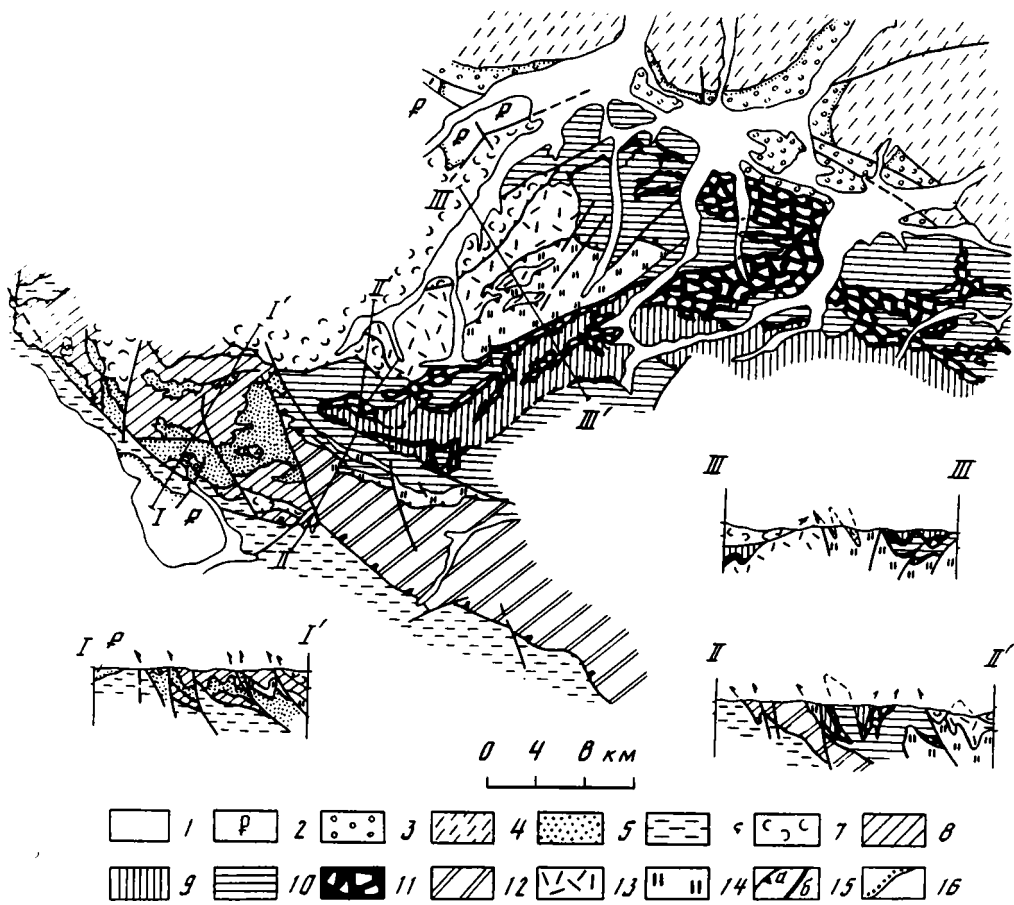


Рис. 9. Геологическая карта района верховьев рек Ваги, Емраваам, Хатырка, Алука, Пикасьваам (составили В.Н. Григорьев, К.А. Крылов, С.Д. Соколов)

1—5 — отложения: 1 — неоген-четвертичные, 2 — палеогеновые, 3 — маастрихтские, 4 — сенонские, 5 — коньяк-кампанские (Емраваам-Пикасьваамская система покровов); 6 — корякская серия (Укэлатский СВК, Олюторская система покровов); 7 — емраваамская толща (J<sub>3</sub>—K); 8 — чирынайская серия, нерасчлененная; 9, 10 — покровы: 9 — Верхнечирынайский, 10 — Нижнечирынайский; 11 — серпентинитовый меланж; 12 — темдынинская толща (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>); 13, 14 — субавтохтон: 13 — пестрая толща (J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>), 14 — триас; 15 — тектонические нарушения (а — покровы, надвиги, б — разломы); 16 — трансгрессивные границы

ных обобщенных разрезов были использованы биостратиграфические корреляции пространственно разобщенных участков.

Наиболее древняя часть нижней чирынайской пластины сложена сильно измененными (зеленокаменное и краснокаменное изменения) афировыми и миндалекаменными спилитами, базальтовыми порфиритами, кластолавами с прослоями кремней, красных кремнистых аргиллитов и сургучно-красных яшм. В большинстве разрезов вулканогенно-кремнистая часть датируется радиоляриями, оксфорда—титона. В верховьях р. Емраваам, в районе высоты 1441,0, расположен прекрасно сохранившийся фрагмент разреза, сложенный чередованием базальтов и яшм. Потоки базальтов мощностью 5—15 м прослаиваются пачками кремнистых пород мощностью до 20 м. На поверхности лав наблюдаются

ся небольшие линзы гидротермальных кремнисто-гематитовых пород со сферической текстурой. Кремнистые пачки, как правило, начинаются с прослоя (1—2 см) красных кремнистых алевролитов или песчаников с обломками базальтов, стекла и плагиоклазов. Выше следуют красные яшмы и радиоляриты (1—2 см), которые сменяются более светлыми и зелеными слоистыми кремнями. Мощность вулканогенно-кремнистой пачки 50 м. Выделенный комплекс радиолярий указывает на неокомский возраст.

Выше разрез надстраивается толщей вулканомиктовых граувакковых песчаников и туфов с отдельными прослоями кремнистых алевролитов, аргиллитов и кремней. Обломки в песчаниках представлены кремнями, алевропелитами, вулканитами и плагиоклазами. Большая часть плагиоклазов представляет собой кристаллокластику. Обычно это зональные, часто растресканные, с резорбированными краями, но свежие, неизменные андезины, лабрадор и олигоклаз. В отдельных разностях в составе обломков появляются кварц, пироксены. В верхней части разреза был встречен прослой пелитоморфных известняков и красных кремнистых алевролитов с поздне-неокомско-сеноманским комплексом радиолярий [95].

Отложения, слагающие верхнюю чирынайскую пластину в нижней части вдоль контакта с серпентинитовым меланжем, интенсивно катаклазированы и часто почти полностью изменены за счет наложенных кальцитизации, цеолитизации, пренитизации, альбитизации и хлоритизации. По мере удаления от контакта вторичные изменения уменьшаются и отложения верхней пластины в целом менее деформированы и изменены, чем породы нижней пластины. Нижняя часть разреза сложена вулканогенно-кремнистыми образованиями. Среди вулканитов преобладают спилиты, нередко с шаровой отдельностью. Мощность вулканогенных пачек достигает нескольких десятков метров. Они прослаиваются пачками красных яшм, радиоляритов с линзовидными телами серых и розовых карбонатных пород, представляющими собой гидротермально-осадочные образования. В кремнистых пачках встречаются прослои алевропелитов и кристаллокластических туфов песчаной размерности среднего и основного состава. Нижняя часть разреза верхнечирынайской пластины охарактеризована радиоляриями кимериджа—титона, и ее общая мощность — первые сотни метров. Верхняя часть разреза сложена алевропелитами с прослоями мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников. В составе обломочного материала по сравнению с песчаниками нижней пластины, увеличивается количество зерен кварца, появляются роговые обманки, кислые вулканиты, раковинный детрит. Общая мощность несколько сот метров. Ее возраст охарактеризован бухиями берриаса [165].

Таким образом, отложения обеих чирынайских пластин в нижней части сложены вулканогенно-кремнистой ассоциацией, а в верхней — граувакками. Причем в верхней пластине смена толщ происходит на границе верхней юры и мела, а в нижней она занимает более высокое стратиграфическое положение внутри нижнего мела. Существенно различается и состав вулканитов. По содержанию основных петрогенных окислов базальтоиды нижней пластины относятся к океаническим толетам и высокотитанистым щелочным оливиновым базальтам, а базальтоиды верхней пластины — к островодужным толетам. Кроме того, среди вулканитов верхней пластины встречаются спилиты и дациты.

Переходя к обзору материалов других исследователей, следует подчеркнуть, что сделанное ранее замечание о противоречивости имеющихся данных по пекульнейвеемской свите будет полностью справедливо и для чирынайской серии. Так, например, плохо сопоставляются материалы, полученные разными исследователями не только по соседним районам (рис. 10), но даже для одних и тех же структур. Однако если попытки воссоздать единый типич-

ческий разрез и разработать стратиграфию чирынайской серии не дали желаемых результатов, то диагностика образований, относимых к чирынайской серии, не составляет труда и, как правило, не вызывает сомнений. Причиной этого являются отмечаемые всеми исследователями такие характерные черты чирынайской серии, как пестрота литологических ассоциаций, интенсивная тектоническая переработка, сложные внутренние дислокации, дисгармоничная складчатость, слабая стратификация, метаморфизм, редкость фаунистических находок.

На большей части Майницкой зоны отложения чирынайской серии лишены органических остатков, но даже в тех местах, где они есть, не всегда удается дать единую трактовку последовательности напластования. В этом отношении весьма показательна история со стратотипом верхнеюрских—нижнемеловых отложений горы Семиглавой.

Здесь был составлен полный разрез мезозойских отложений [41], который распространялся на все междуречье рек Великой и Хатырки. Однако дальнейшие геологосъемочные работы Анадьрской экспедиции на соседних листах не укладывались в предложенную схему стратиграфического расчленения верхнеюрско-нижнемеловых отложений. В первую очередь разногласия возникли относительно трактовки положения известняков и кремнистых пород. А.А. Мануйлов пришел к выводу, что кремни образуют тектонические чешуи среди терригенных пород. А.Д. Чехов рассматривал известняки и кремни как олистолиты и олистоплаки в верхнемеловой олистостроме. Г.П. Терехова и В.Б. Шмакин [141], помимо верхнемеловых отложений, выделили вулканогенно-кремнисто-карбонатную толщу келловейского возраста(?) и кремнисто-терригенную толщу валанжина—готерива. В первой толще содержатся тетические аммониты келловейского яруса, кораллы кимериджа—титона, радиолярии верхнего кимериджа—нижнего титона, неопределимые двустворки, иноцерамы и глейхениевая флора турон-коньякского(?) возраста. Датировка растительных остатков ставится под сомнение, так как в южных регионах, к которым, судя по характеру фауны, уместно относить данный тип разреза, глейхении появляются уже в средней юре. При таком допущении удастся избежать несоответствия между фаунистическими и флористическими данными. Юрские отложения, возможно, по надвигу (контакт толщ не обнажен) перекрыты кремнисто-терригенной толщей с бухиями валанжинского яруса и призматическими слоями иноцерамов готеривского—барремского ярусов. В ряде мест вдоль надвига(?) также встречаются вулканы.

Более сложную чешуйчатую структуру с послойными срывами и опрокинутыми на юг складками рисуют Н.И. Филатова и А.И. Дворянkin. Из их сборов В.С. Вишневская определила радиолярии средней юры и, возможно, верхов нижней юры. Интересно, что самая верхняя пластина, которая ранее по находкам бухий относилась к валанжину, представляет собой конденсированный разрез (мощность 80 м) в стратиграфическом диапазоне келловей—готерив. Тектонические пластины кремнисто-туфогенных пород средней юры обнаружены этими исследователями и на других участках правобережья р. Великой. Крайне важно, что позднекелловей-раннетитонские яшмы содержат "тетический" комплекс радиолярий открытой пелагиали.

Разнообразие мнений является ярким свидетельством сложности объекта. Во избежание ошибок в наших построениях будут использованы лишь те особенности рассматриваемого участка, которые кажутся бесспорными. Во-первых, все образования смяты в сложные, часто изоклинные складки. Наблюдается отчетливая дисгармония складчатости позднемеловых и более древних отложений. Во-вторых, юрские и нижнемеловые отложения слагают чешуи, надвинутые в южном направлении. Убедительными выглядят представления о сдвигании и тектоническом совмещении разнофациальных отложений. Оче-

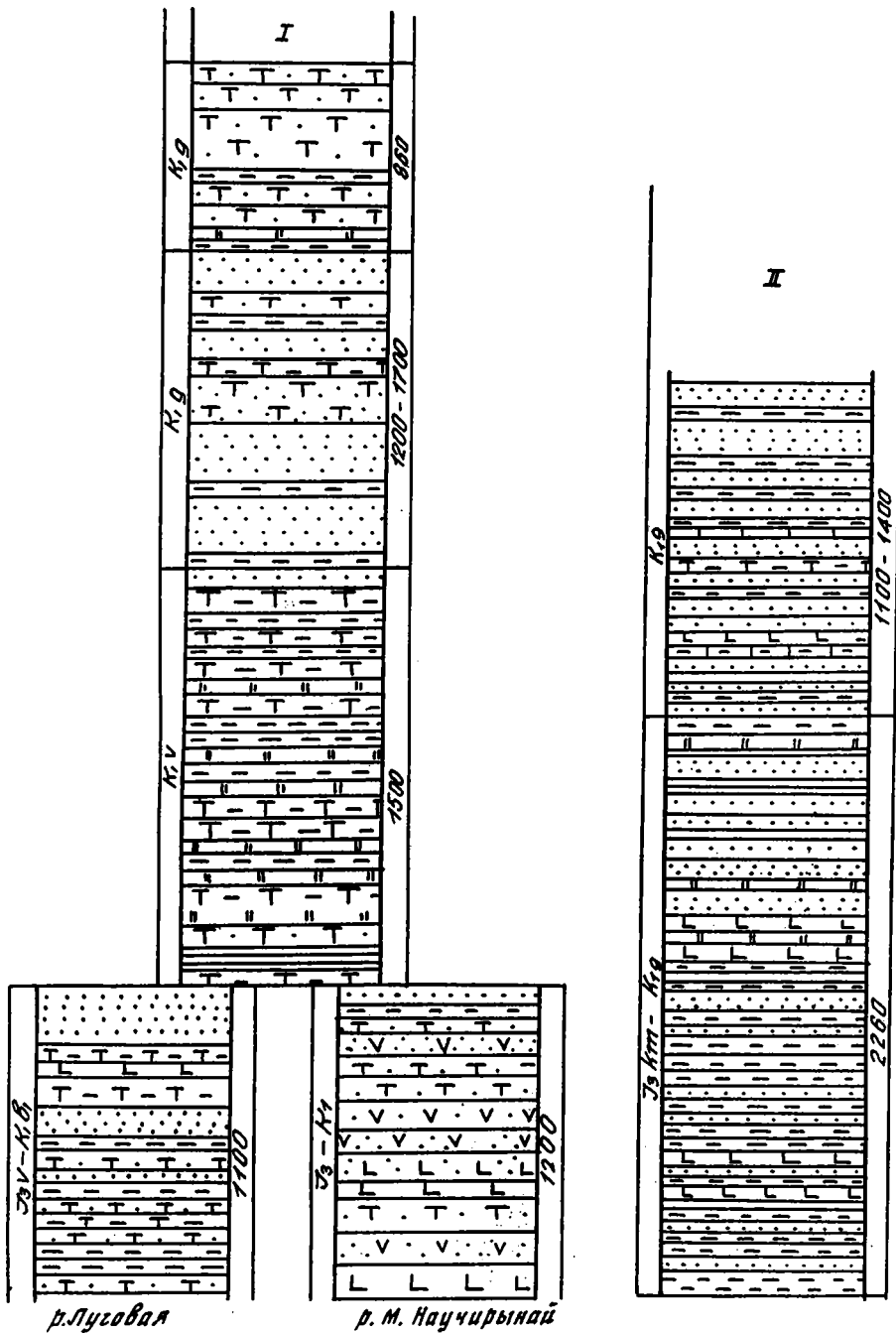


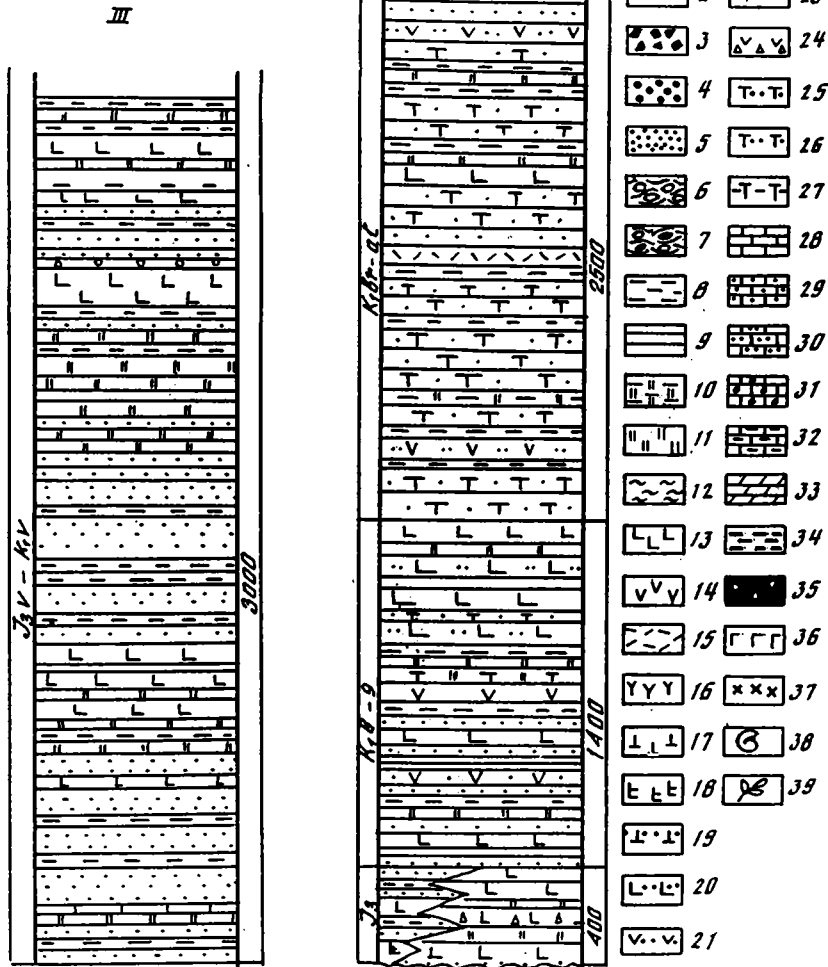
Рис. 10. Стратиграфические колонки чирьнайской серии и пекульнейвеемской свиты по данным геологосъемочных работ Анадырской экспедиции

I — междуречье рек Луговая и Малый Научирьинай (С.П. Игуменцев и др., 1982 г.); II — оз. Красное (Э.Б. Невретдинов и др., 1982 г.); III — р. Ламутская (В.М. Кривоносов и др., 1981 г.); IV — Майницкая зона, сводный разрез (А.А. Александров, 1978 г.)

Условные обозначения к рис. 10, 14, 20, 24, 26, 28, 34

1 — конгломераты; 2 — серпентинитовые конгломераты; 3 — серпентинитовые брекчии; 4 — гравелиты; 5 — песчаники; 6 — олистостромы; 7 — офиолитокластовые олистостромы; 8 — алевролиты;

IV



9 — аргиллиты, алевролиты; 10 — глинисто-кремнистые породы; 11 — кремнистые породы; 12 — яшмы; 13 — базальты, 14 — андезиты, андезито-базальты; 15 — дациты, риолиты; 16 — щелочные лавы; 17 — ультраосновные лавы; 18 — спилиты; 19—23 — туфы: 19 — ультраосновные, 20 — основные, 21 — средние, 22 — кислые, 23 — щелочные; 24 — туфобрекчии (знаком вулканитов показан соответствующий состав); 25 — туфогравелиты; 26 — туфолесчаники; 27 — туфоалевролиты, туффиты; 28 — известняки; 29 — песчанистые известняки; 30 — известковистые песчаники; 31 — органогенные известняки; 32 — глинистые известняки; 33 — мергели; 34 — угленосные горизонты; 35 — серпентинитовый меланж; 36 — габбро; 37 — плагиограниты; 38 — фауна; 39 — флора

видно, что вулканогенно-кремнисто-карбонатная толща является экзотическим образованием, не характерным для верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Об этом свидетельствуют находки тетических аммонитов, радиолярий, местный, отличный от чирынайской серии состав обломочного материала песчаников, в котором много глауконита, и, наконец, наличие самих известняков.

По мнению В.Б. Шмакина [164], осадконакопление происходило в теплом мелководном бассейне на поверхности вулканического атолла. Имеющиеся данные не позволяют дать какую-либо определенную тектоническую интерпретацию этого крайне интересного и важного разреза. Возможны два варианта интерпретации. Во-первых, если этот разрез одновозрастен нижней части чирынайской серии, то его следует рассматривать как фрагмент вулканического поднятия внутри чирынайского бассейна. Во-вторых, если этот фрагмент является более древним, чем чирынайская серия, как думают Г.П. Терехова, В.Б. Шмакин [141] и на что указывают определения В.С. Вишневской, то мы имеем дело с одним из выходов фундамента чирынайской серии, являющегося реликтом древней океанической коры, переместившейся из более южных широт. К этому надо добавить, что в верховьях рек Хатырки и Ягельной были найдены кремнистые породы с радиоляриями нижней—средней юры (определения Н.Ю. Брагина и И.Е. Правильниковой), что может служить подтверждением второго варианта трактовки.

В бассейне рек Великой и Хатырки в составе чирынайской серии В.Б. Шмакин [164] выделил яшмово-базальтовую, алевролитопесчаниковую, песчаниково-алевролитовую, базальт-алевролитокремнистую и песчаниковую ассоциации.

Яшмово-базальтовая ассоциация (таяйнинская толща), представленная спилитами, диабазами, базальтами, яшмоидами, яшмами (мощность 700 м), имеет позднюрский возраст. Она пространственно связана с выходами меланжей, а в бассейне р. Ягельной трансгрессивно залегает на меланократовом фундаменте.

Алевролитопесчаниковая ассоциация (луговская толща) сложена плохо сортированными кварцевыми песчаниками (40%), алевролитами (30%), туфоалевролитами (25%), прослоями гравелитов и конгломератов. Видимая мощность толщи 600 м. Возраст определяется по бухиям как волжско-берриасский. Однако ее положение в разрезе не определено. Принимая во внимание своеобразный состав обломочного материала и характер тектонических контактов, будем считать ошибочным отнесение этой ассоциации к чирынайской серии. Скорее всего, выходы луговской толщи представляют собой тектонические окна Альтатваамской зоны или Великореченской зоны, с туфотерригенными отложениями которых алевролитопесчаниковая ассоциация может быть сопоставима.

Песчаниково-алевролитовая ассоциация (мысовская толща) сложена полимиктовыми алевролитами (60%), полимиктовыми, полевошпатовыми песчаниками (40%) с прослоями туфоалевролитов, туффитов, туфов. Встречаются пачки флишодного переслаивания и контуриты. Минимальная мощность 600 м, максимальная — 2000 м, что может быть результатом ссешуивания разрезов. Предполагается, что мысовская толща накапливалась в глубоководном бассейне с расчлененным рельефом дна, вблизи источников сноса. Количество песчаников увеличивается в восточном направлении, т.е. с удалением от Азиатского континента.

Базальт-алевролитокремнистая ассоциация (завитинская толща) сложена яшмами (40%), окремненными алевролитами (30%), красными кремнистыми аргиллитами и алевролитами (15%), базальтами (до 10%), песчаниками (5%). Она согласно залегает на мысовской толще. Вулканиды располагаются в основании разреза, и их мощность достигает 150 м. В кровле они переслаиваются, а затем сменяются яшмами с прослоями аргиллитов и алевролитов. Средняя часть разреза имеет мощность 100—200 м. Верхняя часть толщи (мощность

150—200 м) носит флишоидный характер (песчаники, алевролиты, прослой кремнистых и кремнисто-глинистых пород) и по всему облику близка к мысовской толще. В кремнистых породах горы Семиглавой были собраны валанжинские бухии, иноцерамы готерива—баррема, радиолярии келловея—готерива. Сохранность макрофауны, особенности ее захоронения указывают на привнос ее с более мелководных участков. Скорость седиментации кремнистых пород менее 0,1 мм/год, что сравнимо с темпами современного кремненакопления.

Песчаниковая ассоциация (гытгыльская толща) сложена массивными неслоистыми граувакками, полимиктовыми песчаниками (70%), алевролитами (20%), аргиллитами с горизонтами пуддинговых конгломератов. В конгломератах почти половину обломков составляют свои же песчаники и алевролиты, а также обломки мысовской толщи. Обломочный материал песчаников составляют обломки пород (40—60%), плагиоклаз (20—40%), кварц (10%), темноцветные минералы (10—15%).

Чирынайская серия с угловым несогласием перекрывается своеобразными вулканогенно-осадочными образованиями (воробьевская толща по В.Б. Шмакину), представленными туфопесчаниками, туфами, лавами основного и среднего состава, туффитами, туфоалевролитами, конгломератами, гравелитами, кремнистыми породами. В прослое известняков были найдены фрагменты белемнитов готеривского облика. Однако находки готерив-барремских иноцерамов в завитинской толще вызывают необходимость уточнения возраста воробьевской толщи. По составу вулканитов, обилию пирокластического материала воробьевская толща имеет определенное сходство (В.Б. Шмакин) с островодужными сериями готеривского яруса хребта Кэнкэрэн и других разрезов Алькатваамской зоны, а также с готеривскими отложениями Алганской зоны.

В районе Ягельного и Эльгеваямского меланжей в составе чирынайской серии выделены Тополевский и Эльгеваямский СВК [50, 128].

Тополевский комплекс располагается к северу от Ягельного меланжа. Он сложен туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, андезито-базальтами, базальтами, риолитами, туфами, кремнисто-глинистыми породами. Среди вулканитов выделяются породы бонинитовой серии [31, 50], высокотитанистые толенты СОХ и внутриплитные базальты. Тополевский СВК датируется келловеем(?)—оксфордом—готеривом, и его формирование связано с развитием энсиматической островной дуги.

Эльгеваямский СВК (кимеридж—готерив) расположен к югу от Ягельного меланжа. Основную часть разреза слагают граувакки (40%), микситы (45%), силициты (15%). Среди граувакк преобладают зеленовато-серые мелко-, среднезернистые до грубозернистых и гравелитистых песчаники. Обломочный материал представлен базальтами, андезитами, вулканическими стеклами, долеритами, диабазами, диоритами, тоналитами, риолитами, микрогранитами, гранофировыми сростками [128]. В меньшем количестве встречаются обломки алевролитов, яшмоидов, песчаников, туфопесчаников. В составе кристаллокластики преобладают плагиоклаз, кварц. Эльгеваямский СВК авторы статьи [128] считают стерильным в отношении вулканизма. Они отводят огромную роль в седиментации подводно-оползневых образованиям, с которым даже относят большую часть Эльгеваямского меланжа. Выделяются специфические образования — какириты, характерные для внешнего склона островных дуг.

Особенности состава Тополевского и Эльгеваямского СВК позволили предложить интересную модель их формирования в структуре островной дуги [50, 128]. Тополевский комплекс соответствует вулканической гряде, Ягельный меланж — невулканической гряде, Эльгеваямский СВК — внешнему приокеаническому склону дуги.

Однако при всей кажущейся убедительности и подкупающей простоте модели имеются серьезные упущения, не позволяющие принять этот актуалистический вариант.



видно, что вулканогенно-кремнисто-карбонатная толща является экзотическим образованием, не характерным для верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Об этом свидетельствуют находки тетических аммонитов, радиолярий, местный, отличный от чирынайской серии состав обломочного материала песчаников, в котором много глауконита, и, наконец, наличие самих известняков.

По мнению В.Б. Шмакина [164], осадконакопление происходило в теплом мелководном бассейне на поверхности вулканического атолла. Имеющиеся данные не позволяют дать какую-либо определенную тектоническую интерпретацию этого крайне интересного и важного разреза. Возможны два варианта интерпретации. Во-первых, если этот разрез одновозрастен нижней части чирынайской серии, то его следует рассматривать как фрагмент вулканического поднятия внутри чирынайского бассейна. Во-вторых, если этот фрагмент является более древним, чем чирынайская серия, как думают Г.П. Терехова, В.Б. Шмакин [141] и на что указывают определения В.С. Вишневской, то мы имеем дело с одним из выходов фундамента чирынайской серии, являющегося реликтом древней океанической коры, переместившейся из более южных широт. К этому надо добавить, что в верховьях рек Хатырки и Ягельной были найдены кремнистые породы с радиоляриями нижней—средней юры (определения Н.Ю. Брагина и И.Е. Правильниковой), что может служить подтверждением второго варианта трактовки.

В бассейне рек Великой и Хатырки в составе чирынайской серии В.Б. Шмакин [164] выделил яшмово-базальтовую, алевролитопесчаниковую, песчаниково-алевролитовую, базальт-алевролитокремнистую и песчаниковую ассоциации.

Яшмово-базальтовая ассоциация (таляйнинская толща), представленная спилитами, диабазами, базальтами, яшмоидами, яшмами (мощность 700 м), имеет позднеюрский возраст. Она пространственно связана с выходами меланжей, а в бассейне р. Ягельной трансгрессивно залегает на меланократовом фундаменте.

Алевролитопесчаниковая ассоциация (луговская толща) сложена плохо сортированными кварцевыми песчаниками (40%), алевролитами (30%), туфоалевролитами (25%), прослоями гравелитов и конгломератов. Видимая мощность толщи 600 м. Возраст определяется по бухиям как волжско-берриасский. Однако ее положение в разрезе не определено. Принимая во внимание своеобразный состав обломочного материала и характер тектонических контактов, будем считать ошибочным отнесение этой ассоциации к чирынайской серии. Скорее всего, выходы луговской толщи представляют собой тектонические окна Альтатваамской зоны или Великореченской зоны, с туфотерригенными отложениями которых алевролитопесчаниковая ассоциация может быть сопоставима.

Песчаниково-алевролитовая ассоциация (мысовская толща) сложена полимиктовыми алевролитами (60%), полимиктовыми, полевошпатовыми песчаниками (40%) с прослоями туфоалевролитов, туффитов, туфов. Встречаются пачки флишодного переслаивания и контуриты. Минимальная мощность 600 м, максимальная — 2000 м, что может быть результатом ссещуивания разрезов. Предполагается, что мысовская толща накапливалась в глубоководном бассейне с расчлененным рельефом дна, вблизи источников сноса. Количество песчаников увеличивается в восточном направлении, т.е. с удалением от Азиатского континента.

Базальт-алевролитокремнистая ассоциация (завитинская толща) сложена яшмами (40%), окремненными алевролитами (30%), красными кремнистыми аргиллитами и алевролитами (15%), базальтами (до 10%), песчаниками (5%). Она согласно залегает на мысовской толще. Вулканы располагаются в основании разреза, и их мощность достигает 150 м. В кровле они переслаиваются, а затем сменяются яшмами с прослоями аргиллитов и алевролитов. Средняя часть разреза имеет мощность 100—200 м. Верхняя часть толщи (мощность

150—200 м) носит флишоидный характер (песчаники, алевролиты, прослой кремнистых и кремнисто-глинистых пород) и по всему облику близка к мысовской толще. В кремнистых породах горы Семиглавой были собраны валанжинские бухии, иноцерамы готерива—баррема, радиолярии келловея—готерива. Сохранность макрофауны, особенности ее захоронения указывают на привнос ее с более мелководных участков. Скорость седиментации кремнистых пород менее 0,1 мм/год, что сравнимо с темпами современного кремненакопления.

Песчаниковая ассоциация (гытгыльская толща) сложена массивными неслоистыми граувакками, полимиктовыми песчаниками (70%), алевролитами (20%), аргиллитами с горизонтами пуддинговых конгломератов. В конгломератах почти половину обломков составляют свои же песчаники и алевролиты, а также обломки мысовской толщи. Обломочный материал песчаников составляют обломки пород (40—60%), плагиоклаз (20—40%), кварц (10%), темноцветные минералы (10—15%).

Чирынайская серия с угловым несогласием перекрывается своеобразными вулканогенно-осадочными образованиями (воробьевская толща по В.Б. Шмакину), представленными туфопесчаниками, туфами, лавами основного и среднего состава, туффитами, туфоалевролитами, конгломератами, гравелитами, кремнистыми породами. В прослое известняков были найдены фрагменты белемнитов готеривского облика. Однако находки готерив-барремских иноцерамов в завитинской толще вызывают необходимость уточнения возраста воробьевской толщи. По составу вулканитов, обилию пирокластического материала воробьевская толща имеет определенное сходство (В.Б. Шмакин) с островодужными сериями готеривского яруса хребта Кэнкэрэн и других разрезов Алькатваамской зоны, а также с готеривскими отложениями Алганской зоны.

В районе Ягельного и Эльгеваямского меланжей в составе чирынайской серии выделены Тополевский и Эльгеваямский СВК [50, 128].

Тополевский комплекс располагается к северу от Ягельного меланжа. Он сложен туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, андезито-базальтами, базальтами, риолитами, туфами, кремнисто-глинистыми породами. Среди вулканитов выделяются породы бонинитовой серии [31, 50], высокотитанистые толенты СОХ и внутриплитные базальты. Тополевский СВК датируется келловеем(?)—оксфордом—готеривом, и его формирование связано с развитием энсиматической островной дуги.

Эльгеваямский СВК (кимеридж—готерив) расположен к югу от Ягельного меланжа. Основную часть разреза слагают граувакки (40%), микситы (45%), силициты (15%). Среди граувакк преобладают зеленовато-серые мелко-, среднезернистые до грубозернистых и гравелитистых песчаники. Обломочный материал представлен базальтами, андезитами, вулканическими стеклами, долеритами, диабазами, диоритами, тоналитами, риолитами, микрогранитами, гранофировыми сростками [128]. В меньшем количестве встречаются обломки алевролитов, яшмоидов, песчаников, туфопесчаников. В составе кристаллокластики преобладают плагиоклаз, кварц. Эльгеваямский СВК авторы статьи [128] считают стерильным в отношении вулканизма. Они отводят огромную роль в седиментации подводно-оползневых образованиях, с которыми даже относят большую часть Эльгеваямского меланжа. Выделяются специфические образования — какириты, характерные для внешнего склона островных дуг.

Особенности состава Тополевского и Эльгеваямского СВК позволили предложить интересную модель их формирования в структуре островной дуги [50, 128]. Тополевский комплекс соответствует вулканической гряде, Ягельный меланж — невулканической гряде, Эльгеваямский СВК — внешнему приокеаническому склону дуги.

Однако при всей кажущейся убедительности и подкупающей простоте модели имеются серьезные упущения, не позволяющие принять этот актуалистический вариант.

Во-первых, говоря о формационных различиях СВК, авторы не приводят доказательств одновозрастности сравниваемых ассоциаций, рассматривая возраст СВК в целом: поздняя юра — ранний мел. Неудивительно, что нередко позднеюрские и даже среднеюрские горизонты сравниваются с берриасскими или валанжинскими.

Во-вторых, в полосе Эльгеваямского СВК на самом деле достаточно много вулканогенных и ишмово-базальтовых ассоциаций и есть также среднеюрские отложения. Комплекс радиолярий верхов нижней юры — низов средней юры (определения И.Е. Пральниковой), по мнению В.С. Вишневской, принадлежит к бореальной провинции.

В-третьих, какириты (известные среди местных геологов под названием "шуха") широко развиты и в Тополевском СВК, где они занимают задуговое положение.

В-четвертых, Эльгеваямский меланж относится к классу серпентинитовых, а не терригенных меланжей.

В-пятых, в составе граувакк к северу и к югу от Ягельного меланжа нет существенных различий.

В-шестых, в полосе Тополевского, Эльгеваямского СВК встречаются ассоциации, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках, например островодужных и окраинно-морских. Кроме того, резко преувеличена роль подводно-оползневых образований в составе Эльгеваямского СВК, значительная часть которых имеет тектоническую природу. Наши наблюдения на правом берегу р. Малый Научирынай показали, что в наиболее крупных и хорошо обнаженных выходах глыбы известняков, кремней, вулканитов и гипербазитов содержатся в серпентинитовом матриксе. Причем серпентинитовые меланжи располагаются в виде "нашлепок" на породах чирынайской серии.

В составе чирынайской серии Ягельского меланжа В.А. Попеко и Ю.А. Михалев [111] выделили вулканогенно-кремнистую и вулканогенно-кремнисто-терригенную толщу. Нижняя, вулканогенно-кремнистая толща залегает на серпентинитах с базальными слоями серпентинитовых гравелитов. Разрез верхней толщи начинается с грубообломочных конгломератов, залегающих как на нижней толще, так и на серпентинитах. Толентовые базальты нижней толщи по своим петро- и геохимическим характеристикам сходны с базальтами СОХ и окраинных морей ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7024$ ). Щелочные оливиновые базальты верхней толщи сопоставимы с базальтами поднятия Хесса и островных дуг марианского типа ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7048$ ). Появление в верхней толще горизонтов литокластических туфов андезито-дацитов указывает на островодужную обстановку. Соответственно двум типам базальтов выделяются два геохимических типа габброидов из даек, прорывающих серпентиниты. Каждый из выделенных типов является самостоятельной магматической ассоциацией, геохимически не связан друг с другом.

Из приведенных выше часто противоречивых описаний чирынайской серии хорошо видно, что вопросы строения и стратиграфии верхнеюрско-нижнемеловых отложений разработаны еще слабо, несмотря на достаточно высокую степень изученности. Причиной такого положения является чрезвычайно сложное строение исследуемого объекта, которое даже для районов, охарактеризованных фауной, оставляет разные варианты интерпретации разрезов. Трудности расшифровки внутреннего строения обусловлены не столько фациальной пестротой, сколько тектоническими причинами. В первую очередь, это проявляется в наличии покровов, надвигов, чешуй. В пределах отдельных тектонических элементов широко развиты дисгармоничная складчатость (изоклинальные, опрокинутые, лежащие складки и мелкие гофрированные складки, отчетливо видные в кремнистых пачках), объемная трещиноватость, расланцевание, будинаж. Контакты между отдельными литологическими разностями

часто сорванные. Сочетание в разрезах пород разной компетентности при деформациях приводит к возникновению хаотических структур типа "нарушенных формаций" (broken formations) и автокластического меланжа с терригенным матриксом. Подобные образования часто ошибочно принимаются за олистострымы. Нередко значительные поля чирынайской серии превращены в катаклазиты и милониты, иногда полностью состоящие из агрегатов вторичных минералов [2, 125]. В целом для чирынайской серии характерны пренит-пумпеллитовая, цеолитовая и хлоритовая фации метаморфизма. По набору пород, их составу, степени тектонизации и типу метаморфизма чирынайская серия сходна с францисканской формацией Калифорнии.

Редкость фаунистических находок при сложном внутреннем строении затрудняет корреляцию разрезов соседних структур. В наших исследованиях для стратиграфической корреляции были использованы радиолярии. Данные радиоляриевой стратиграфии с учетом геологосъемочных работ Анадырской экспедиции и уже опубликованных материалов позволили установить две характерные особенности строения чирынайской серии. Во-первых, в большинстве разрезов вулканогенно-кремнистая ассоциация располагается в нижней части, а терригенная (граувакковая) ассоциация — в верхней. Граница между ними скользит во времени в разных структурах. Во-вторых, вулканогенные породы появляются на разных стратиграфических уровнях и среди них различаются как океанические толенты, так и островодужные образования.

Формационный анализ чирынайской серии дает возможность считать, что ее образование происходило в бассейне типа краевого моря, в котором существовали центры островодужного вулканизма [37, 98, 122, 123]. Плохая возрастная датировка отдельных фрагментов разреза чирынайской серии не позволяет определенно говорить о существовании одной или нескольких разновозрастных энсиматических островных дуг. Наблюдения В.Б. Шмакина, А.С. Бочкарева за особенностями распределения валанжинских и готеривских островодужных вулканитов и замещениями вулканитов туфотерригенными образованиями свидетельствуют скорее о развитии нескольких короткоживущих островных дуг. Напротив, в случае выяснения единого, скорее всего готеривского, возраста островодужных образований придется говорить о закономерной смене во времени океанического магматизма островодужным на большей части структуры Майницкой зоны.

Верхнемеловые отложения Майницкой зоны сложены терригенными породами. Контакты их с чирынайской серией тектонические, но в отдельных местах отмечается несогласное трансгрессивное залегание [41, 164].

Куйбисеямская серия, датируемая альбом—туроном, в нижней части сложена флишевой ассоциацией, а в верхней — песчаниково-псефитолоитовой ассоциацией [164], определяющими регрессивный тип осадконакопления. Конгломераты содержат гальку плагиогранитов, диоритов, габброидов, основных, средних, кислых вулканитов, алевролитов, туфов, песчаников, гравелитов, метаморфических сланцев. В полимиктовых и аркозовых песчаниках постоянно присутствуют обломки плагиоклаза, кварца, алевролитов и биотитов. Есть различия, в которых преобладают обломки магматических и осадочных пород. В составе кластики существенная роль принадлежит хорошо диагностируемым продуктам размыва пород чирынайской серии.

Полоса выходов куйбисеямской серии между Эльгеваемским и Рытгыльским меланжами (Ольховский комплекс по [22]) сложена песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами, конгломератами, гравелитами. В нижней части повляются единичные прослои красных и сургучных кремнисто-глинистых и кремнистых пород, а в верхней части преобладают грубозернистые неслоистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Песчаники представлены аркозовыми и граувакковыми разностями. В хребте Непроходимом и в ряде других мест

наблюдается тектоническое перекрытие верхнемеловых отложений чирынайской серией с серпентинитовым меланжем в основании. Породы куйбиевской свиты смяты в складки, нередко опрокинутые в юго-восточном направлении. Следовательно, здесь, как и в Алганской зоне, происходило многоэтапное формирование чешуйчато-надвиговых структур.

В верховьях рек Хатырки и Великой альб-туронские отложения несогласно перекрываются сенонскими образованиями, среди которых выделяются (О.П. Дундо, С.П. Игуменцев, В.И. Чубаров, А.И. Петров и др.) несколько свит. Паваямская свита (сантон—кампан), представленная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, залегает несогласно с валунными конгломератами в основании. Полимиктовые песчаники состоят из обломков полевых шпатов (до 40%), кварца (20—50%), эффузивов (до 15%), кремнистых пород (5—20%), аргиллитов, алевролитов (5%), пироксенов, биотита. Мощность паваямской свиты 1100—1300 м.

Вачваямская свита (кампан — нижний маастрихт) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пачками флишоидного переслаивания и прослоями гравелитов и конгломератов. Общая мощность 1400 м. Песчаники полимиктовые, состоят из обломков кремнистых пород, плагиоклазов, кварца, алевролитов, аргиллитов, эффузивов и пр.

В районе горы Семиглавой к сенону условно относится толща конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов общей мощностью 1700 м [41]. В базальных конгломератах содержится галька пород чирынайской серии, офиолитов, известняков с раковинами валанжинских бухий и сеноманских иноцерамов.

На территории Майницкой зоны, за исключением южной части, маастрихтские отложения неизвестны. Возможно, к ним относятся найденные нами в бассейне р. Ныгчеквеем мелкие выходы флороносных континентальных песчаников и гравелитов. На юге, в верховьях рек Ваеги, Емраваам, Хатырка и в долине р. Иомраутваам, морские отложения верхнего маастрихта, представленные песчаниками, аргиллитами с прослоями конгломератов и гравелитов, залегают с угловым несогласием. Вверх по разрезу они сменяются континентальной толщей с рарытчинской флорой маастрихта—дания [41] и палеогеновыми отложениями, выполняющими Ваежско-Хатырский, Иомраутский и другие приразломные грабены [71].

### *Палеотектоническая интерпретация*

Объединение Алганского и Майницкого аллохтонов в единую структурно-формационную суперзону основано на общности состава и структуры среднеюрско-нижнемеловых и верхнемеловых отложений. Формационный анализ чирынайской и пекульнейвеевской свит обнаруживает их сходство с комплексами, формирующимися в современных зонах перехода океан—континент западной части Тихого океана. Используя актуалистические модели, можно говорить о том, что накопление вулканогенно-кремнисто-граувакковых отложений происходило в структурах типа краевых морей. Действительно, многие вулканы чирынайской серии по своим характеристикам отвечают океаническим толеитам СОХ и базальтам спрединговых зон краевых морей.

Появление островодужных толеитов и марианит-бонинитовых серий указывает на существование энсиматических островных дуг. Важно отметить, что в пределах Алганско-Майницкой системы, несмотря на широкое развитие продуктов островодужного вулканизма, отсутствуют сами структуры вулканических дуг. Трудно представить, что крупные островные дуги, разрушаясь, полностью исчезли. Более вероятно полагать, что в течение поздней юры — раннего мела существовало несколько разновозрастных вулканических центров, давав-

ших всю гамму вулканогенно-осадочных пород островодужного ряда. Извержения, происходившие в пределах какой-либо вулканической гряды, были кратковременными и быстро прекращались с заложением новой вулканической гряды или цепочки островов, пространственное положение которых уже было иным. Существование островов с субаэральным вулканизмом подтверждается обилием пирокластических пород. Из современных структур активных континентальных окраин наиболее приемлемой для сравнения является система островных дуг и междуговых бассейнов Филиппинского моря.

Такая модель, на наш взгляд, лучше всего объясняет особенности строения верхнеюрско-нижнемеловых отложений Алганско-Майницкой системы, для которой характерно появление на разных стратиграфических уровнях продуктов океанического и островодужного вулканизма. К сожалению, слабая стратиграфическая изученность мешает восстановить миграцию в пространстве разновозрастных вулканических дуг и междуговых бассейнов. Сейчас можно лишь уверенно говорить об отсутствии в Алганско-Майницкой структуре единой зоны симметричного спрединга.

После этапа тектонических деформаций, начиная с альба, а скорее всего с позднего альба, Алганско-Майницкая структура представляла собой бассейн, заполнявшийся терригенными осадками. Наличие мелководных отложений, турбидитов, зерновых потоков, прослоев глинисто-кремнистых пород позволяет говорить о седиментации в условиях глубокого шельфа и (или) структуры краевого моря типа Берингова моря. Регрессивный характер разрезов верхнемеловых отложений указывает на компенсированный режим осадконакопления и постепенное заполнение бассейнов осадками. Состав обломочного материала указывает на привнос его как с континента, так и из местных источников сноса. Фациальный анализ позволит в дальнейшем определить область шельфовой седиментации и краевого моря со структурами внутренних поднятий тектонического и реликтового островодужного происхождения. С образованием Алганско-Майницкого аллохтона произошло дальнейшее усложнение внутренней чешуйчатой структуры, в которую оказались включенными верхнемеловые отложения.

Особый интерес для Алганско-Майницкой палеоструктуры представляет круг вопросов, связанных со строением фундамента. Имеющиеся данные говорят о его гетерогенном характере. В Ваежской структуре к фундаменту относятся метаморфизованные в зеленосланцевой и глаукофановой фациях вулканогенно-кремнистые образования ваежской серии, известняки и терригенные породы палеозоя, туфотерригенные и олистостромовые отложения верхнего триаса. Палеотектоническая природа перечисленных комплексов различна.

Породы ваежской серии, по всей вероятности, являются океаническими образованиями протерозойско-раннепалеозойского возраста. Первоначально они располагались во фронте Кони-Тайгоносской и Удско-Мургальской островодужных систем верхнего палеозоя — раннего мезозоя. Глаукофановый метаморфизм был вызван их субдукцией под островную дугу.

Отложения верхнего палеозоя и триаса, характеризующиеся бореальной фауной, накапливались в пределах внешней невулканической Таловско-Майнской дуги. В Алганской структуре фундаментом является габбро-гипербазитовый комплекс офиолитовой ассоциации. В Майницкой зоне в составе меланократового фундамента, обнажающегося в зонах серпентинитового меланжа, помимо верхнеюрских офиолитов, встречаются фрагменты верхнепалеозойских — раннемезозойских океанических и островодужных образований с тетической фауной и метаморфические образования, сходные с ваежской серией. В Емраваам-Пикасьваямской покровной системе имеются пластины чирынайской серии, фундаментом которых, по всей вероятности, служат триасовые вулканогенно-кремнисто-терригенные образования.

Столь сложное гетерогенное строение фундамента вулканогенно-кремнисто-

граувакковых серий верхней юры — нижнего мела можно объяснить, связав их образование с процессами деструкции, которые захватили структуры переходной зоны с фауной бореальной провинции и располагающиеся непосредственно к югу от них океанические и островодужные комплексы с тетической фауной. В зонах вторичного растяжения формировалась офиолитовая ассоциация, отличная по своему строению от более древних офиолитов. При максимальном раскрытии блоки древней коры сохранились только в виде отдельных фрагментов (блоки в серпентинитовых меланжах) или могли полностью удаляться, как это произошло в Ягельном меланже. В таких структурах вулканогенно-кремнистые образования непосредственно перекрывают гипербазиты (деструктивные офиолиты).

Суммируя сказанное, можно полагать, что верхнеюрско-нижнемеловые отложения Алганско-Майницкой системы формировались в зоне перехода океан—континент, образование которой было предопределено процессом деструкции. Лучшей актуалистической моделью является Филиппинское море, однако здесь уместно напомнить, что ранее проведенный анализ верхнеюрско-нижнемеловых отложений Западно-Корякской складчатой области также позволил реконструировать для этого времени существование переходной зоны океан—континент с Удско-Мургальской островной дугой, тектонотипом которой является Курило-Камчатская дуга. В Западно-Корякской зоне перехода в отличие от Алганско-Майницкой удастся восстановить структуры островных дуг, а СКВ содержат значительное количество терригенного материала, поступавшего с Азиатского континента. Неясным остается вопрос о палеоширотном положении Алганско-Майницкого бассейна. В.Б. Шмакин [164] считает, что чирынайская серия накапливалась в окраинном море нормальной солености с окислительным режимом в условиях умеренного и холодного климата. Об этом свидетельствуют низкая глинистость и известковистость пород, бореальная иллит-сметкитовая ассоциация глинистых минералов, большое содержание неустойчивых минералов в тяжелой фракции. В то же время наряду с бореальной фауной встречаются СВК с тетической фауной, а офиолитовый разрез Ягельного меланжа характеризуется палеоширотой 30°.

В поздне меловое время седиментация в Западно-Корякской области к востоку от ОЧВП происходила в континентальных, прибрежно-морских и мелководных шельфовых фациях, а в Алганско-Майницком бассейне — в условиях глубокого шельфа и/или окраинного моря типа Берингова моря. В маастрихте (более определенно можно говорить о позднем маастрихте) Алганская и Майницкая зоны представляли собой главным образом сушу с континентальными и шельф с мелководными осадками. Вдоль внешней части на границе с Алякатваамской и Эконайской зонами и Емраваам-Пикасьваямской системой покровов осадконакопление было локализовано в приразломных грабенах (Ваежско-Хатырский, Иомраутский, Рытгыльский и др.).

### Великореченская зона

Великореченская зона расположена в нижнем течении р. Великой. В виде сужающегося к юго-западу клина она разделяет структуры Алганской и Майницкой зон. Западная граница проходит по Березовскому разлому, имеющему сдвиговую природу с амплитудой правостороннего смещения 10—20 км. В южной части по разлому непосредственно контактируют структуры Алганской и Майницкой зон. К северу сдвиг сменяется системой надвигов хребта Рарыткин, из которых наиболее крупными являются Предрарыткинский и Тальянский надвиги (рис. 11). Автохтоном служат наиболее молодые сенон-датские отложения рарыткинской свиты, параавтохтоном — сеноман-туронские, а аллохтоном — породы пекульнейвеемской свиты Алганской зоны. Для этой чешуйчато-

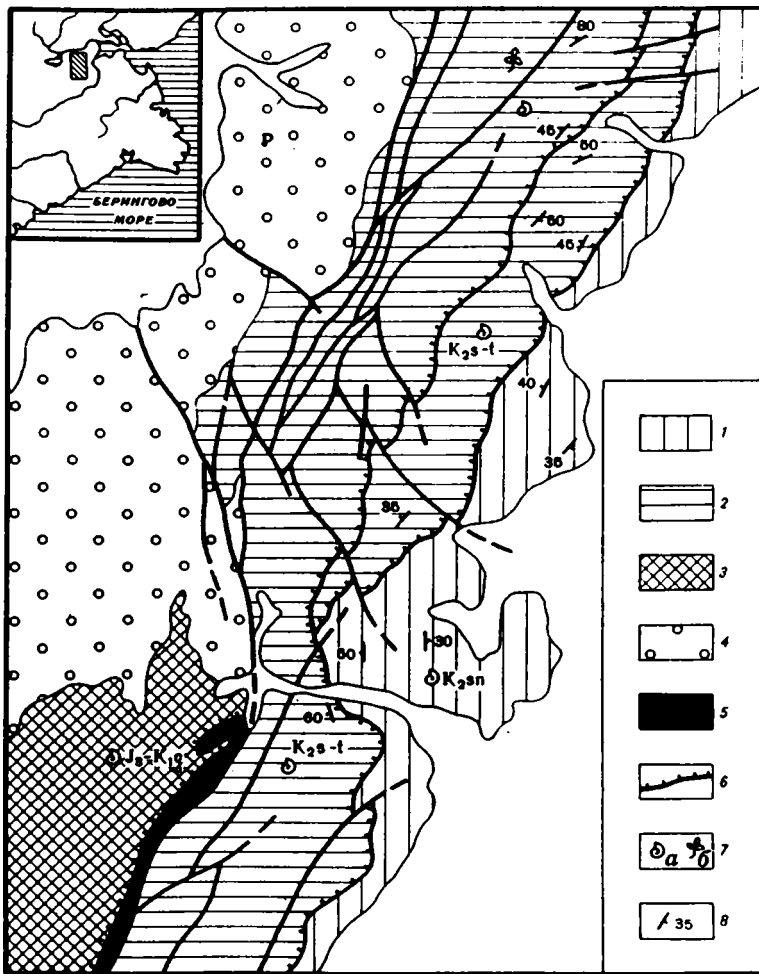


Рис. 11. Тектоническая схема хребта Рарыткин (по В.П. Зинкевичу)

1, 2 — Великореченская зона: 1 — песчаники, алевролиты, гравелиты, бурые угли; 2 — флювиальное переслаивание песчаников, алевролитов, гравелитов; 3 — Алганский аллохтон: спилиты, яшмы, кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки; 4 — вулканогенно-осадочные образования; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — надвиги; 7 — фауна (а), флора (б); 8 — элементы залегания

надвиговой структуры неавтохтоном являются кайнозойские вулканогенно-осадочные образования.

В Тамватнейских горах верхнемеловые отложения Великореченской зоны тектонически перекрыты офиолитами Майницкой зоны. Наличие вдоль контакта миоценовых олистостромов свидетельствует о молодом возрасте последних подвижек.

Великореченская зона сложена меловыми терригенными отложениями, описание которых дается по работам В.Ф. Белого, О.П. Дундо, В.П. Зинкевича, Г.П. Тереховой и др. Наиболее древняя, тамватнейская свита (альб) сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, туфогенными песчано-алеврититовыми породами, кристалло- и витрокластическими туфами кислого состава. Характерны горизонты с известковистыми конкрециями. Мощность свиты оценивается в 1700 м на севере и в 2700 м на юге. Среди органических



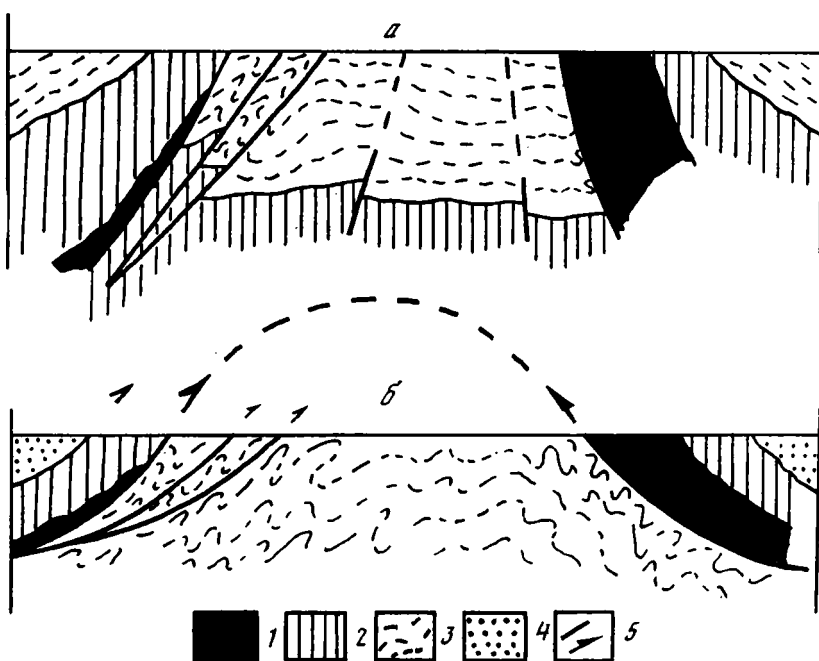


Рис. 12. Схематические профили, иллюстрирующие разную тектоническую интерпретацию Велико-  
реченской зоиы

*a* — отложения Великореченской, Алганской и Майницкой зон показаны как чехол верхнеюрско-нижнемеловых комплексов пекульнейвемской свиты и чирынайской серии; *b* — отложения Великореченской зоны являются автохтоном по отношению к единому Алганско-Майницкому аллохтону (подобной интерпретации отдано предпочтение в работе)

1 — гипербазит-габбровый комплекс, 2 — пекульнейвемская свита и чирынайская серия; 3 — отложения Великореченской зоны; 4 — верхнемеловые отложения Алганской и Майницкой зон; 5 — разломы

остатков известны аммониты и иноцерамы альбского яруса, флора нижнего мела и спорово-пыльцевые комплексы среднего мела.

Великореченская свита (верхний альб — турон) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями кислых туфов, известняков, конгломератов. Мощность свиты на севере 1000 м, а на юге 2500 м. Возраст ее обоснован многочисленными находками фауны.

Белореченская свита (верхний турон—коньяк) сложена толщей переслаивания песчаников, алевролитов с мощными горизонтами песчаников, гравелитов, конгломератов. Залегает с размывом и угловым несогласием на великореченской свите. Мощность толщи оценивается в 1500—2000 м.

В составе обломочного материала меловых пород преобладают кислые эффузивы, полевые шпаты, кварц, характерны чешуйки биотита. В верхнемеловой части разреза увеличивается количество обломков полевых шпатов, кварца, появляются обломки микроорганизмов. Особое значение имеют экзотические обломки метаморфических сланцев, биотитовых гранитов и микрогнейсов.

Рарыткинская свита (сенон—дат) залегает с резким угловым несогласием на различных более древних отложениях. Она представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, когломератами, углисто-глинистыми сланцами, каменными углями. В северных разрезах (хребет Рарыткин) преобладают полимиктовые и вулканико-миктовые песчаники (мощность 1900 м), а в южных — грубые разности терригенных пород (мощность 400 м). Возраст толщи

определяется по флоре, обладающей значительным эндемизмом (Л.Б. Головнева, 1986 г.).

Меловые отложения характеризуются ритмичным флишоидным чередованием с общим преобладанием псаммитовых разностей. Нередко в основании ритмов встречаются угловатые обломки алевролитов, аргиллитов. Пачки турбидитов прослаиваются мощными телами (до сотен метров) песчаников, гравелитов, конгломератов и алеврито-глинистых пород. В последних отмечается волнистая и косая слоистость. Накопление флишоидной формации происходило в мелководных условиях шельфа и/или континентального склона [48, 98].

Угленосные отложения рарыткинской свиты относятся к молассе. В составе обломочного материала появляются красные яшмы и радиоляриты. Нижняя часть свиты накапливалась в морских мелководных условиях, а верхняя — в континентальных.

Совершенно неясным остается характер фундамента Великореченской зоны. В.Ф. Белый [9] считает, что терригенные серии накапливались во внешней части Эскимосского массива, погребенного под чехлом осадков Анадырской впадины. Позднее появились сведения о гетерогенном фундаменте Анадырской впадины, заложившейся в сеноне (Д.И. Агапитов и др.). Нельзя также исключать вариант, при котором фундаментом Великореченской зоны могли быть СВК Алганской и Майницкой зон. В таком случае современные тектонические контакты являются следствием более поздних тектонических деформаций, осложнивших первичные взаимоотношения (рис. 12,а). Однако практически все исследователи обращают внимание на существенные отличия меловых отложений Великореченской зоны от разновозрастных толщ Алганской и Майницкой зон (рис. 12,б). В то же время определенное формационное сходство с разрезами Аляктаваамской зоны позволяет рассматривать их в едином ряду Корякских структур, которые были отделены от Чукотского континентального блока самостоятельной зоной перехода океан—континент (см. главу четвертую).

### **Аляктаваамская зона**

#### *Геологическое описание*

Аляктаваамская структурно-формационная зона расположена в северо-восточной части Корякского нагорья (рис. 13; см. рис. 1). В плане она имеет форму клина с острием, направленным на юго-запад, разделяющего структуры Майницкой и Эконайской зон. Вдоль западной границы Аляктаваамская зона тектонически перекрыта Майницким аллохтоном (см. рис. 5, 6). В бассейне р. Кэнкэрэнвеем отчетливо видно центриклинальное замыкание Майницкой синформы, в результате чего аляктаваамские структуры появляются к северу от аллохтона, в хребте Кэнкэрэн, откуда они прослеживаются на запад, сочленяясь с близкими в формационном отношении меловыми отложениями Великореченской зоны. Возможно, что в позднемеловое время существовала единая Аляктаваамско-Великореченская зона, обрамлявшая с юга Чукотский континентальный блок. На севере структуры Аляктаваамской зоны перекрываются молодым чехлом Анадырской впадины, и характер их сочленения с Чукотским блоком неизвестен.

Наши исследования [98, 122] показали, что в Корякской системе покровов верхнеюрско-меловые терригенные отложения Аляктаваамской зоны занимают нижнее структурное положение, являясь автохтоном по отношению к СВК Майницкой зоны. Однако внутреннее строение автохтона достаточно сложное (рис. 14, 15; см. рис. 13). В междуречье рек Ваамычгын и Каутоям в составе Аляктаваамского автохтона выделяются нижний и верхний аляктаваамские покровы [98]. К северо-востоку количество аллохтонных элементов возрастает [56]. Следовательно, при горизонтальном сжатии, вызвавшем формирование Корякской системы покровов, автохтон деформировался с образованием слож-

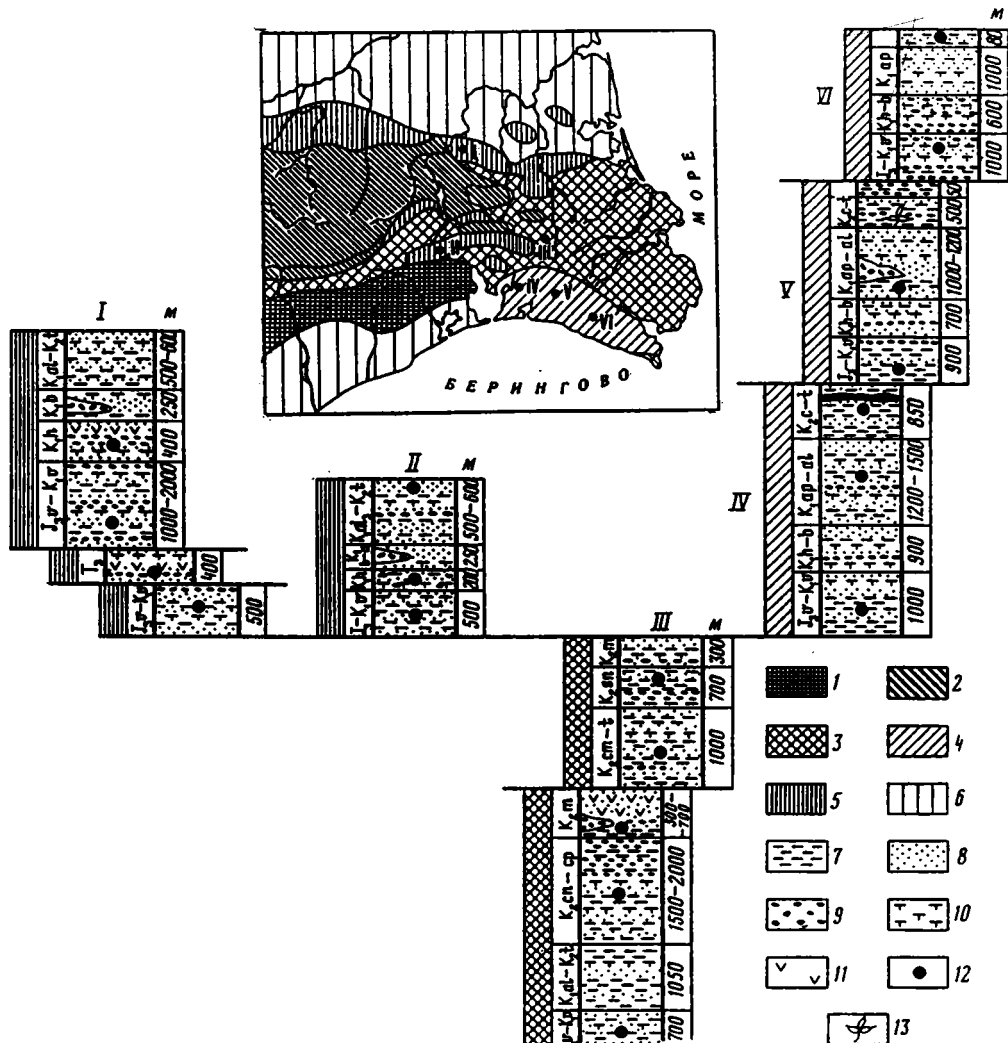


Рис. 13. Схема сопоставления разрезов Алькатваамской зоны [56]

I, II — Алькатваамский покров, полосы: I — северная, II — южная; III — Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон; IV—VI — Велькильеемский покров, пластины: IV — нижняя, V — средняя, VI — верхняя

1—5 — системы покровов: 1 — Эконайская, 2—5 — Корякская (2 — Майницкий покров, 3 — Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон, 4 — Велькильеемский покров, 5 — Алькатваамский покров); 6 — кайнозойские впадины; 7 — алевролиты, аргиллиты, алевропелиты; 8 — песчаники; 9 — гравелиты, конгломераты; 10 — туфы среднего и кислого состава; 11 — вулканиты основного и кислого состава; 12 — фауна; 13 — флора

ной складчатости и поверхностей скола, по которым происходило перемещение отдельных элементов разреза. В результате возникла тектонически расслоенная структура юрско-меловых отложений.

Выходы фундамента Алькатваамской зоны обнажаются в хребте Кэнкэрэн и в Четкинвоямском серпентинитовом меланже. Меланж бассейна р. Кладовой, как и Россомашинский меланж, является фрагментом Майницкого аллохтона, включенным позднейшими движениями в систему Алькатваамских покровов.

В хребте Кэнкэрэн верхнетриасовые отложения слагают тектонические бло-

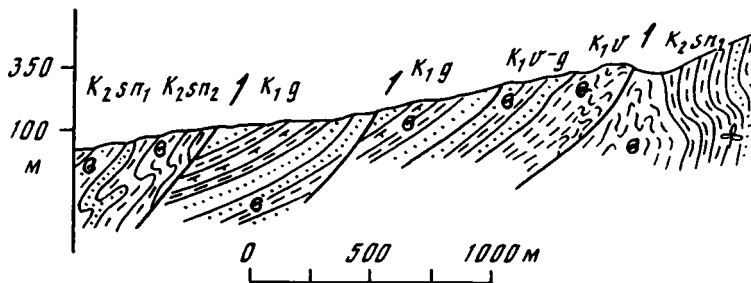


Рис. 14. Геологический профиль по левому борту р. Галечной  
Условные обозначения см. на рис. 10

ки среди верхнеюрско-нижнемеловых отложений Аляктваамского покрова. Они представлены карбонатно-терригенной и вулканогенно-осадочной нутэкинской и нытымокинской толщами позднекарнийского—норийского возраста [157]. Нижняя, нутэкинская толща (мощность 500 м) сложена известковистыми алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков, туфопесчаников, кислых туфов. Верхняя, нытымокинская толща (мощность 1500 м) сложена туфами, вулканическими брекчиями, агломератовыми лавами основного, среднего и кислого состава. Верхнетриасовые отложения охарактеризованы разнообразной фауной: аммониты, брахиоподы, гастроподы, криноиды, белемниты, мшанки, кораллы, фораминиферы, гидроиды, багряные водоросли, которые позволяют датировать вмещающие их образования поздним карнием — норием. Определения радиолярий [57] уточнили прежнюю стратиграфическую схему и дают возможность считать нутэкинскую толщу фаціальным аналогом нижней части нытымокинской толщи. В современной структуре обе толщи находятся в тектонически совмещенном положении.

Анализ богатой и разнообразной в таксономическом отношении фауны показывает, что многие роды моллюсков неизвестны среди одновозрастных отложений других районов Северо-Востока, которые характеризуются фауной бореальной зоогеографической провинции. Ряд семейств и родов брахиопод, аммонитов, кораллов, радиолярий являются типичной тетической фауной [21, 57]. В этих работах обращается внимание на отсутствие смещения в кэнкэрэнской фауне тетических и бореальных видов. О теплом и влажном тропическом климате питающих провинций свидетельствует также диккит-каолиновый характер глинистых минералов.

На южном склоне хребта Кэнкэрэн есть выходы серпентинитового меланжа, содержащего блоки кумулятивных габбро, тоналитов, метаморфических сланцев, амфиболитов и вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава [98]. Структурное положение Кэнкэрэнского меланжа не вполне ясно. Он может рассматриваться как меланократовый фундамент Аляктваамских разрезов или как фрагмент Майницкого аллохтона.

Четкинваямский серпентинитовый меланж разделяет структуры Аляктваамской и Эконайской зон. В меланже встречаются блоки вулканогенно-кремнистых и терригенных пород верхнего палеозоя — триаса, туфотерригенных пород верхнего триаса, гарцбургитов, пироксенитов, габброидов, плагиогранитов, кератофилов, амфиболитов, эклогитоподобных пород, зеленых сланцев. По составу включений Четкинваямский серпентинитовый меланж не отличается от Майницких меланжей. Только вдоль северо-восточного крыла появляются блоки туфотерригенных пород аляктваамского типа с фауной верхней юры

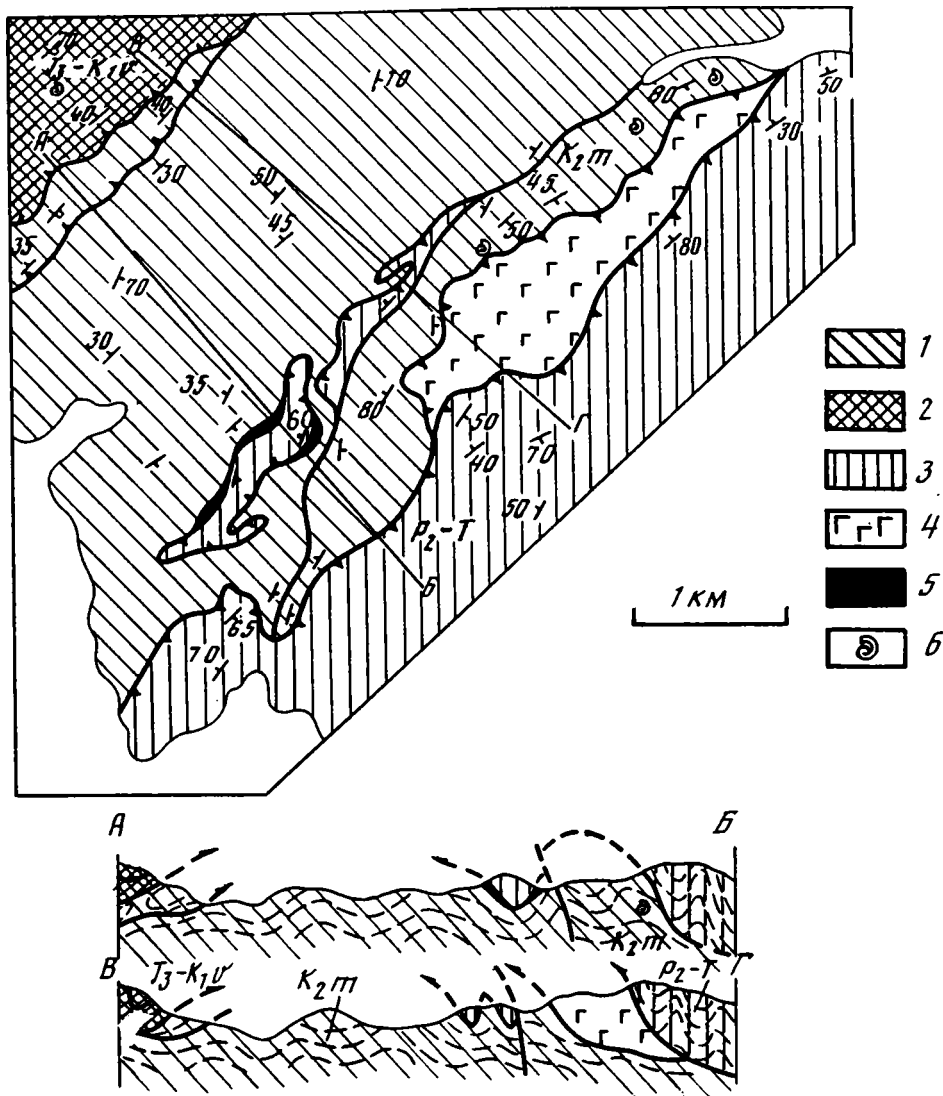


Рис. 15. Геологическая схема левобережья р. Ваамычгын (составили А.Д. Казимиров, С.Д. Соколов)  
 1, 2 — Корьякская система покровов: 1 — Каутоямский автохтон, 2 — Алякватваамский покров; 3—5 — Эконайская система покровов: 3 — вулканогенно-кремнистые отложения, 4 — габброиды, 5 — серпентиниты; 6 — фауна

и блоки серпентинитовых гравелитов и конгломератов, которые, вероятно, являются реликтами базальных слоев [103].

Основы стратиграфии верхнеюрско-меловых отложений Алякватваамской зоны были разработаны О.П. Дундо, Г.П. Тереховой, К.В. Паракецовым, В.П. Похиялайненем и др. Проведенные в последние годы комплексные структурно-литолого-стратиграфические исследования [36, 56] дали принципиально новую схему геологического строения Алякватваамской зоны (см. рис. 13). По этим данным, верхнеюрско-меловые терригенные, туфотерригенные и вулканогенно-осадочные образования слагают ряд самостоятельных тектонических элементов: каутоямский автохтон (Нижнеалькватваамский покров [98]), калинейваамский параав-

тохтон, Аькватваамский (Верхнеалькватваамский покров [98]) и Велькильвеемский покровы. Относительные перемещения этих пластин оцениваются в километры и первые десятки километров. Минимальная амплитуда алькватваамского покрова 35—40 км, чешуй калинейваямского параавтохтона 5—8 км, пластин Велькильвеемского покрова 40—50 км. На геологических профилях (см. рис. 5, 14, 15) показаны взаимоотношения отдельных тектонических элементов. Внутреннее строение пластин, характер складчатости и конкретные структуры описаны в работах [56, 98].

Автохтон (каутоямский СВК) характеризуется наиболее полным разрезом верхнеюрско-меловых отложений. Нижняя часть (волжский—валанжинский ярусы) сложена массивными туфогенными и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами пекульнейской свиты (мощность 700—1500 м). Обломочный материал песчаников представлен различным сочетанием обломков основных эффузивов, кремней, плагиогранитов, алевролитов, аргиллитов, туфов основного состава, кварца, плагиоклаза.

Готервиские отложения (мощность 500 м) имеют существенно туфогенный состав. Преобладают туфогенные алевролиты, алевропелиты, витрокластические туфы. В виде прослоев и линз встречаются песчаники и гравелиты. В основном это вулканомиктовые разности, состоящие из обломков основных и средних эффузивов, алевропелитов, туфов, плагиоклаза и кварца, многочисленного раковинного детрита (обломки иноцерамов, белемнитов, иглокожих, радиолярий, спикул губок).

Верхнеальб-туронские отложения (гинтеровская свита) в стратотипическом разрезе бухты Угольной (Г.П. Терехова и др., 1976 г.) несогласно залегают на берриасских отложениях. На большей части территории гинтеровская свита представляет собой флишиоидное чередование песчаников, алевролитов, алевропелитов. Наиболее мощные прослои песчаников являются осадками зерновых потоков. Они содержат мелкую рассеянную гальку средних, кислых вулканитов, кремнистых пород и роговообманковых калиевых гранитов. В северных разрезах в составе обломочного материала много продуктов размыва зеленокаменных пород, в некоторых разрезах встречаются горизонты субконтинентальных отложений. Мощность гинтеровской свиты изменяется от 900 до 1300 м.

Коньяк-нижекампанские отложения (барыковская свита) с базальными конгломератами в основании перекрывают гинтеровскую свиту. В нижней части развиты толщи флишиоидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Пачки турбидитов прослаиваются горизонтами массивных песчаников (отложения зерновых потоков), конгломератов и аргиллитов мощностью до 20—30 м. Верхняя часть свиты, сложенная песчаниками, конгломератами, гравелитами, углистыми алевролитами, туфами кислого и среднего состава, это субаквальные или континентальные фации, содержащие богатую флору. Общая мощность свиты достигает 1000 м.

Выше разрез каутоямского комплекса надстраивается толщей ритмичного чередования песчаников, алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов (корякская свита). Встречаются прослои кристалло- и витрокластических туфов. Обломки в конгломератах включают песчаники, алевролиты, аргиллиты, плагиограниты, кремни, эффузивы кислого и основного состава, диабазы, известняки. Песчаники относятся к полевошпатовым грауваккам (плагиоклазы, вулканиты, кремни, кварц, аргиллиты, пироксены, амфибол). Возраст корякской свиты К.В. Паракецов с соавторами считают [101] позднекампан-маастрихтским. Мощность этой свиты изменяется от 500 до 1100 м.

Маастрихтские отложения (гангутская свита) с базальными конгломератами залегают на породах корякской свиты. Нижняя часть сложена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, с прослоями туфов и конгломератов, а верхняя — туфоалевролитами, алевролитами, аргиллитами, кислыми туфами.

По всему разрезу в породах гангутской свиты содержится большое количество растительных остатков и обугленной древесины. Песчаники по составу отвечают кварц-полевошпатовым грауваккам. Мощность гангутской свиты в западной части 600 м, а на востоке 1300 м.

Разрез Каутоямского комплекса венчается морскими терригенными и континентальными угленосными отложениями (чукотская свита) мощностью 300—400 м. В ряде мест в верхней части автохтона встречаются вулканогенные образования каканаутской формации [38]. В основании разреза залегают конгломераты, которые сменяются вулканомиктовыми песчаниками с горизонтами базальтов, андезито-базальтов, туфов основного состава, реже андезитов и более кислых разностей. С ними связаны горизонты гналокластитов и разнообразных литокластических туфов, косослоистых песчаников и гравелитов, содержащих обильный мелководный раковинный и растительный детрит. Разрез вулканогенно-осадочной толщи характеризуется большой изменчивостью по простиранию. Распределение вулканогенного материала обусловлено удаленностью отдельных разрезов от центра вулканизма.

В верховьях р. Каканаут дат-палеоценовый возраст определяется находками фораминифер, двустворок, гастропод. В долине р. Ваамочка вулканогенно-осадочная толща, относимая к высокореченской свите, залегает непосредственно выше нижнемаастрихтских слоев. Следуя представлениям В.П. Похиалайна и С.Г. Бялбжеского [112], в данном разрезе следует относить низы вулканогенной толщи к верхнему маастрихту.

*Калинейваямский параавтохтон* сложен терригенными морскими породами гинтеровской свиты (верхний альб — турон). Они представлены чередованием, нередко флишодным, алевролитов, аргиллитов, песчаников с отдельными пачками туфогенно-осадочных пород и прослоями туфов. Обломочный материал песчаников вулканомиктовый: средние, кислые эффузивы, плагиоклаз, кварц, биотит. Общая мощность гинтеровской свиты 300—400 м.

*Алькатваамский аллохтон* сложен мощным разрезом туфотерригенных отложений верхней юры — мела, а также верхнетриасовыми отложениями хребта Кэнкэрэн. Первые образуют две полосы выходов — южную (бассейн рек Ваамычгын, Каутоям, Кельмывеем) и северную (хребты Кэнкэрэн и Изнурительный).

Наиболее широко распространены верхнеюрско-нижнемеловые отложения пекульнейской свиты мощностью 500—1500 м. В разрезе южной полсы пекульнейской свиты представлена однообразной толщей алевролитов, алевролитов с прослоями полимиктовых песчаников. Обломочный материал включает разнообразные основные и средние эффузивы, плагиограниты, зеленые сланцы, кремни, микрокварциты, алевролиты, аргиллиты, плагиоклаз, пироксены, амфиболы, кварц. В валанжинской части разреза увеличивается количество прослоев песчаников, есть линзы бухиевых ракушняков, прослои туфогенных алевролитов и витрических туфов.

В хребте Кэнкэрэн пекульнейская свита представлена толщей туфопесчаников, алевропелитов с горизонтами гравелитов, конгломератов и витрокристаллокластических туфов андезитового состава. В хребте Изнурительном преобладают песчаники и полимиктовые конгломераты, подчиненное значение имеют прослои и пачки туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов среднего и кислого состава. Обломочный материал содержит андезиты, дациты, туфы, алевролиты, базальты, кремни, известняки. В конгломератах встречается крупная галька калиевых гранитоидов. При переходе от северных разрезов к южным сокращается количество грубых разностей песчаников и полностью исчезают конгломераты, уменьшается количество пирокластического и вулканотерригенного материала, туфогенные разности замещаются субграувакковыми.

Готерив-барремские отложения (кэнкэрэнская свита) согласно залегают на породах пекульнейской свиты. В северной полосе выходов Алькатваамского

покрова кэнкэрэнская свита представлена разнообразным комплексом пород, доминируют туфогенные и туфотерригенные алевролиты и алевропелиты, вулканомиктовые песчаники и конгломераты. Туфогенные породы образуют характерные пачки стратифицированных тонко- и ритмично-слоистых пепловых туфов с примесью кристаллокластики. Мощность таких пачек 50—80 м. Вулканомиктовые песчаники состоят из обломков средних, основных и кислых эффузивов, плагиоклазов, пироксенов, туфов, алевролитов. В разных количествах встречаются грубые туфобрекчии, лапиллиевые кислые туфы, лавобрекчии и лавы андезито-базальтового состава.

В южных разрезах кэнкэрэнская свита сложена вулканомиктовыми песчаниками, часто ритмично-слоистыми, алевролитами с прослоями туфов, гравелитов, конгломератов, полимиктовых песчаников. Мощность готерив-барремских отложений оценивается в 800—1000 м. В распределении обломочного и туфогенного материала сохраняется та же закономерность, как и для пекульнейской свиты.

К апт-альбским отложениям условно относится залегающая выше туфогенных пород толща терригенного флиша мощностью 400—800 м.

Более молодые терригенные отложения алькатваамского комплекса развиты фрагментарно. Гинтеровская свита представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями туфов. Характерны пачки ритмичного флишоидного чередования. В северных разрезах вскрыты базальные слои, представленные конгломератами, грубозернистыми песчаниками, гравелитами. Они залегают с угловым несогласием и содержат обломки подстилающих пород. Мощность гинтеровской свиты в южных разрезах 800—1000 м, а в северных 1700 м.

*Велькильвеемский аллохтон* сложен туфотерригенными отложениями от волжского до сантонского яруса включительно. Они образуют три самостоятельные пластины. Пекульнейская свита представлена мощной толщей алевролитов, алевропелитов, песчаников с прослоями туфов и гравелитов. Обломочный материал содержит средние и кислые эффузивы, плагиограниты, кремни, кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, сфен, магнетит. Мощность пекульнейской серии 1000 м.

Кэнкэрэнская свита (готерив—баррем) сложена толщей переслаивания туфогенных песчаников, алевролитов, псефитовых и псаммитовых туфов кислого и среднего состава, встречаются прослой гравелитов и конгломератов. Галька состоит из эффузивов, туфов, кремней, плагиогранитов, габброидов, алевролитов, песчаников. Среди песчаников различаются полимиктовые, туфогенные и вулканогенные разности.

Апт-альбские отложения, охарактеризованные фауной, делятся на кенвутскую и нейкинвеемскую свиты. Они представлены мощной (2000 м) толщей флишоидного чередования алевролитов, аргиллитов, песчаников, туфов. Встречаются отдельные пачки и линзы песчаников, гравелитов, конгломератов. В гальке различаются плагиограниты, кремни, средние и кислые эффузивы, туфы, туфопесчаники, алевролиты, яшмы, габброиды.

Отложения гинтеровской свиты меняются в фациальном отношении от морских до континентальных флороносных слоев с углистыми алевролитами, стволами и корневыми системами деревьев. В верхней пластине гинтеровская свита из разреза выпадает и отложения барыковской свиты согласно перекрывают породы нейкинвеемской свиты.

Отложения барыковской свиты (коньяк—сантон) развиты только в верхней пластине Велькильвеемского аллохтона. Она представлена толщей ритмичного флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников. Песчаники состоят из обломков эффузивов, песчаников, алевролитов, кремней, туфов и зерен полевых шпатов, кварца, пироксенов. Видимая мощность всего лишь 30 м.



Среди мезозойских образований Алякватваамской зоны по соотношению основных типов пород, их генетической природе, вещественному составу выделяются вулканогенно-осадочные и туфотерригенные группы формаций.

Верхнетриасовые отложения хребта Кэнкэрэн могут быть объединены в андезитотуфовую и кремнисто-карбонатно-туфотерригенную ассоциации. Андезитотуфовая ассоциация характеризуется преобладанием лав и пирокластики при подчиненной роли туфогенно-осадочных пород. Среди эффузивов различаются базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, агломератовые лавы и лавобрекчии среднего состава. По петрохимическим характеристикам, содержанию редких и рассеянных элементов они относятся к известково-щелочным сериям [30, 48]. Хотя базальты по некоторым параметрам близки к щелочными сериями океанических островов и океаническими толеитами, дифференцированный известково-щелочной вулканизм и частично субаэральный характер излияний позволяют относить андезитотуфовую формацию к островодужным образованиям.

Кремнисто-карбонатно-туфотерригенная ассоциация состоит из нескольких градаций (Ю.М. Бычков и др., 1985 г.). Кремнисто-глинистая градация нижней части нутэкинской толщи с радиоляриями и глубоководными бентоносными нодзариридами является наиболее глубоководной гемипелагической фацией. Известково-глинистая градация средней части толщи характеризуется биотой глубоководного шельфа или континентального склона. Глинисто-алевролитово-известковая градация верхней части отвечает наименее мелководным осадкам с рифовыми фациями и косослоистыми песчаниками. Осадки данной ассоциации накапливались на склонах островной дуги и в глубоководном бассейне, соседствующем с островной дугой.

В Четкинваямском меланже, помимо пород туфотерригенной формации, встречаются вулканогенно-кремнистые образования верхнего палеозоя — триаса, которые составляют уже ряд океанических формаций (см. раздел "Эконайская зона").

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения относятся к группе туфотерригенных формаций, напоминающих осадки современной гемипелагической зоны северо-западной части Тихого океана и его окраинных морей [98]. Они характеризуются определенными фаціальными изменениями, особенно отчетливо выраженными в разных тектонических единицах. Основной фон составляет гемипелагическая, обогащенная органическим материалом алевролитово-глинистая ассоциация. Ее накопление происходило в достаточно глубоководном бассейне на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации, куда с окружающих поднятий сносился обломочный материал (туфовая, песчаная и песчано-конгломератовая ассоциации). В каутоямском комплексе туфогенные и полимиктовые песчаники имеют градационную и маятниковую слоистость, нередко вместе с алевролитами и аргиллитами они образуют пачки флишоидного переслаивания. Отсутствие грубого обломочного материала указывает на удаленность от источников сноса. В велькильвеемском комплексе появляются мощные прослои, линзы полимиктовых гравелитов и конгломератов (туфотурбидитовая ассоциация). Количество грубообломочных разностей уменьшается вверх по разрезу при переходе от верхнего валанжина к апту. Отложения этой ассоциации сложены проксимальными турбидитами и зерновыми потоками, накапливавшимися в присклоновых частях внутреннего поднятия. Снос обломочного материала происходил с юга на север [56]. В алякватваамском комплексе резко возрастает роль туфогенного материала. Формирование конгломератов и гравелитов в северных разрезах происходило на склонах крупного поднятия. Плохая сортировка обломочного материала, наличие крупных отторженцев и глыб указывают на значительную скорость его поступления и близость источников сноса. Снос обломочного материала происходил с севера на юг.

Палеотектоническая природа поднятия определяется по появлению лавово-туфовой ассоциации, особенно характерной для готерив-барремского интервала. Она представлена вулканомиктовыми породами, туфами, лавами базальтового, андезито-базальтового и андезито-дацитового состава. По петрохимическим особенностям лавово-туфовая ассоциация близка к типичным островодужным образованиям [37, 98]. Для нее характерна дифференцированная серия от базальтов до андезито-дацитов. Специфику базальтов определяет повышенное содержание щелочей, что сближает их с породами щелочно-оливиновой серии. Вулканомиктовые породы (конгломераты, песчаники, алевролиты) почти нацело состоят из обломков своих же вулканитов, переотложенной тефры и кристаллокластики.

Образование лавово-туфовой ассоциации происходило в верхней части вулканической гряды с вулканами центрального типа. Большая часть вулканического материала была переотложена, но часть его поступала в виде пеплопадов. Непосредственно к югу лавы и грубые туфы быстро сменяются тонкими туфами, а затем лавово-туфовая ассоциация замещается вулканомиктовой туфопесчано-алевритистой.

Фациальный анализ верхнеюрско-нижнемеловых СВК Аляктаваамской зоны дает возможность восстанавливать структуру Кэнкэрэнской вулканической дуги и ее склонов (алькатваамский комплекс), междугового бассейна с гемипелагической седиментацией (каутоямский комплекс), склонов внешнего невулканического поднятия (велькильвеемский комплекс). Тип осадков, характер седиментации, состав обломочного материала Аляктаваамских разрезов резко отличаются от разновозрастных отложений Алганской и Майницкой зон. Однако сравнение разрезов Нижнемайницкого аллохтона и северных разрезов Аляктаваамского СВК указывает на некоторые черты сходства, что позволяет рассматривать валанжин-готеривский Нижнемайницкий СВК как осадки северного склона Кэнкэрэнской островной дуги. Возможно, эта дуга и была источником обломочного материала мысовской толщи.

Таким образом, с запада на восток реконструируется следующий латеральный ряд структур Корякской складчатой системы: Алганско-Майницкий краевой бассейн с несколькими энзиматическими дугами — Кэнкэрэнская вулканическая дуга — Аляктаваамский междуговой бассейн — внешнее невулканическое Эконайское поднятие, характеристика которого будет дана в следующем разделе.

Верхнемеловые отложения Аляктаваамской зоны в зависимости от количества туфогенного материала относятся к терригенным или туфотерригенным формациям. Особое место занимает каканаутская гиалокластово-базальтовая формация.

Наиболее подробно изучены фациальные особенности позднеальб-туронских отложений [36, 56], которые накапливались в бассейне с изменяющейся как по площади, так и во времени глубиной. В северных разрезах в нижней части развиты грубообломочные флороносные отложения, накапливавшиеся в прибрежно-морских условиях и в субконтинентальных бассейнах. К югу они сменяются шельфовыми фациями, а затем в центральной части — туфотерригенными, нередко флишоидными отложениями и осадками придонных контурных течений. Обломочный материал приносился мутьевыми и зерновыми потоками. По характеру фауны различаются осадки с донными организмами (иноцерамы, ежи и др.) и более глубоководные фации с плавающими организмами (аммониты) и переотложенными иноцерамовыми слоями. Верхние части разрезов центрального типа далее к югу замещаются континентальными угленосными фациями с флорой валиггенского типа. Их появление свидетельствует о росте крупного поднятия, поставившего обильный обломочный материал существенно вулканомиктового состава, в котором легко диагностируются палеозойско-раннемезозойские образования Эконайской зоны.

Вдоль северной окраины бассейна отмечаются грубозернистые пестроцветные песчаники с зернами и рассеянным гравием зеленокаменных эффузивов, роговообманковых калиевых гранитов и пропилизитизированных пород. В тонкой фракции много зерен хлорита, эпидота. Экзотический характер обломков указывает на то, что источником сноса мог служить Чукотский континентальный блок, вдоль южной периферии которого известны зеленокаменноизмененные нижнемеловые островодужные отложения и калиевые граниты.

Подобный режим седиментации сохранялся на протяжении большей части позднего мела. Наиболее характерным является флишевый тип седиментации, который вверх по разрезу сменяется мелководными отложениями (регрессивный ряд). Эта смена в разных разрезах происходит на разных стратиграфических уровнях. Наиболее резко она выражена на границе нижнего и верхнего маастрихта.

Самые верхние части мелового разреза представлены прибрежно-морскими и мелководными шельфовыми фациями. На значительной площади Аляктаваамской зоны в их составе появляется гиалокласто-базальтовая каканаутская формация. Она представлена вулканомиктовой терригенной, туфогиялокластической и лавовой ассоциациями. В большинстве разрезов в основании формации не обнаружено резких угловых несогласий; но в ряде мест они залегают с размывом и стратиграфическим несогласием на кампан-маастрихтских отложениях. Вулканогенные образования представлены туфами, гиалокластитами, лавобрекчиями, лавами, субвулканическими телами и дайками. Это слабо дифференцированный комплекс, в котором базальты составляют 55—60%, а андезитобазальты — 30—35%. По петрохимическим особенностям большинство базальтов относится к щелочно-оливиновой серии, в равном количестве присутствуют базальты толентовой и высокоглиноземистой серий [38]. Они имеют специфический состав, отличный от состава типичных вулканических комплексов современных океанов и их активных окраин. По некоторым показателям они близки к островодужным вулканическим сериям. Вулканические излияния происходили главным образом в подводных мелководных условиях, и лишь отдельные вулканические острова возвышались над уровнем моря, поставляя пирокластический грубый обломочный материал и растительный детрит. Рассматриваемая формация развивалась на краю позднемелового шельфа.

Анализ верхнемеловых отложений позволяет восстанавливать в направлении с севера на юг Чукотскую сушу, шельф, континентальный склон, краевое море и внутреннее поднятие. В позднем сенеоне отмечается латеральная миграция геодинамических обстановок в направлении океана. В результате смещения аккрегированных структур Алганской, Майницкой, Великореченской и Аляктаваамской зон образовался фундамент новой континентальной окраины Азии.

### Эконайская зона

#### *Геологическое описание*

Эконайская зона расположена в восточной части Корякского нагорья. Она прослеживается на расстояние 200 км от р. Опухи на юге и до оз. Пекульнейского на севере. Северная и северо-западная границы Эконайской зоны с Аляктаваамской (Корякская система покровов) проходят по зонам крупных нарушений, осложненных поперечными правосторонними сдвигами (район оз. Пекульнейского и рек Рынатанмелгин, Ваамычгын, Хатырка). Картирование полосы сочленения Эконайской и Аляктаваамской зон дает противоречивую картину взаимоотношения СВК этих зон. Так, на правом берегу р. Хатырки, в месте ее широтного изгиба, комплексы Аляктаваамской зоны с Четкинваямским меланжем в основании надвинуты на структуры Эконайской зоны. Подобные взаимоотношения являются результатом молодых деформаций.

В междуречье рек Ваамычгын и Вапаваам соотношения обратные (см. рис. 15). Здесь на рассланцованные, превращенные в филлониты верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования Каутоямского комплекса с востока надвинуты офиолиты и вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя — триаса Эконайской зоны, а с запада — верхнеюрско-нижнемеловые туфотерригенные серии Алькатваамского покрова. На большей части полосы сочленения границы Эконайских и Алькатваамских структур представляют собой зоны крутых сближенных разломов, образующих систему тектонических блоков и клиньев. С такими разломами связаны региональные зоны рассланцевания, катаклаза и динамосланцев.

На востоке и юго-востоке структуры Эконайской зоны погружаются под Нижнехатырскую впадину, продолжаясь на шельф Берингова моря. В южном направлении Эконайские структуры перекрываются верхнемеловым—палеогеновым неоавтохтоном, который, раскрываясь к югу, сменяется флишoidalными сериями Укэляятского прогиба Камчатской складчатой системы.

Внутреннее строение Эконайской зоны крайне сложное [98, 122, 123]. Самый нижний структурный элемент (относительный автохтон) образован вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями верхней юры — мела (Янранайской аккреционный комплекс). Выше залегает пакет покровов, смятый в разнообразные лежачие и опрокинутые к юго-востоку складки. В составе аллохтона снизу вверх выделяются следующие тектонические элементы, сложенные различными СВК: Накыпыйлякский покров (туфотерригенные отложения верхней юры — верхнего мела), Эконайский покров (ультрабазит-габбровый комплекс), Островной покров (лейкократовые габбро, плагиограниты, дайковые комплексы), Ионайский покров (вулканогенно-кремнистые отложения карбона — перми — триаса — нижней юры) и Кокуйский покров (туфотерригенные, кремнистые отложения верхнего палеозоя, триаса).

Стиль деформаций "автохтона" и аллохтона различный. Для "автохтона" характерны сравнительно небольшие открытые и изоклинальные складки, кливаж, послойные сколы, разбивающие автохтон на ряд субгоризонтальных пластин и чешуй. "Автохтон" обнажается в ядрах куполовидных антиформ, представляющих собой тектонические окна размером от нескольких сот метров до первых километров. Для аллохтона характерны крупные лежачие складки, образовавшиеся в результате складчатых деформаций пакета тектонических покровов. Подобные складки построены достаточно однотипно. Ядра сложены породами Накыпыйлякского покрова, а крылья — офиолитами и вулканогенно-кремнистыми породами верхнего палеозоя — нижнего мезозоя (Эконайский, Островной и другие покровы). Структурные особенности "автохтона" и аллохтона, взаимоотношения отдельных элементов и описания конкретных нарушений содержатся в работах [22, 56, 98, 122], поэтому в данной работе есть возможность ограничиться только некоторыми иллюстрациями наиболее характерных структур (рис. 16, 17).

В пространственном размещении эконайских структур и слагающих их СВК был обнаружен ряд интересных особенностей, позволяющих разделить всю зону на два сегмента. Северный сегмент охватывает участок от р. Хатырки до оз. Пекульнейского, а южный сегмент — междуречье рек Опухи и Хатырки. В южном сегменте в отличие от северного в составе вулканогенно-кремнистых толщ "автохтона" и терригенных толщ Накыпыйлякского покрова неизвестны верхнемеловые отложения. Кроме того, в южной части разрез "автохтона" начинается с кимериджа, а не с титона, как на севере. В составе вулканогенно-кремнистых толщ аллохтона преобладают средне- и верхнетриасовые отложения. Причем в самой южной части, в хребте Расчлененном, верхнепалеозойские образования пока не были обнаружены.

Кроме того, здесь нередко нарушается общая закономерность расположе-

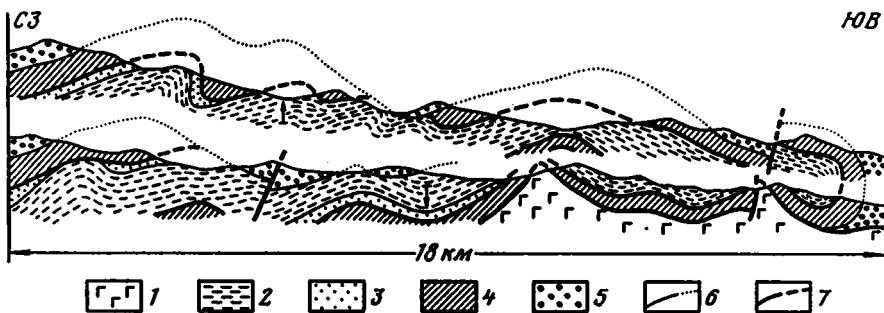


Рис. 16. Геологический профиль через Пнакскую антиформу (по С.В. Руженцеву)

1 — базальты, яшмы, песчаники ( $J_2$ — $K_2$ км); 2 — песчаники, алевролиты, известняки ( $J_{3v}$ — $K_{1v}$ ); 3 — песчаники, туфы, известняки ( $K_1g$ ); 4 — базальты, кремни (P—T); 5 — конгломераты, песчаники ( $K_2m$ ); 6 — стратиграфические границы; 7 — разрывы

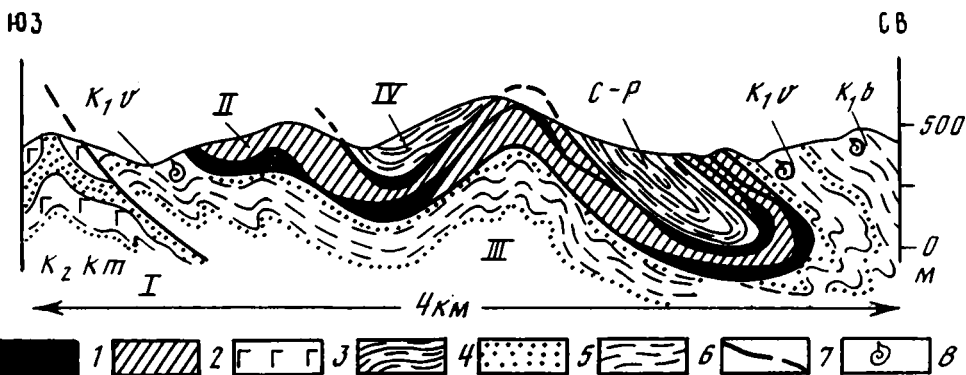


Рис. 17. Геологический профиль через северную часть гор Пнаквыениткин [22]

1 — серпентиниты; 2 — катаклазированные габбро; 3 — базальты; 4 — кремни; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — разломы; 8 — фауна

I — Яранайский комплекс; II—IV — покровы: II — Эконайский, III — Накыпыйлякский, IV — Ионайский

ния пластин Эконайского аллохтона. Так, в северной части южного сегмента (междуречье рек Инаськваам и Иомраутваам) в основном развиты офиолиты. Выше, слагая достаточно простые синформные структуры, располагаются терригенные породы Накыпыйлякского комплекса. Здесь они очень напоминают разрезы Алькатваамской зоны и поэтому нередко прямо с ними сопоставляются [103]. В отличие от подвернутых крыльев лежащих складок северного сегмента они имеют нормальную последовательность слоев. Вдоль контакта располагаются наиболее древние верхнеюрские слои, а венчается разрез верхнемеловыми отложениями.

Тем не менее весь разрез расслоен на три сорванные и смещенные относительно друг друга пластины (верхняя юра — неоком, сеноман—турон, кампан—маастрихт), границы между которыми отмечаются значительными стратиграфическими перерывами. Поверхности срыва были приурочены к поверхностям угловых или стратиграфических несогласий. По всей вероятности, в таких структурах сохранились первичные стратиграфические взаимоотношения между верхнепалеозойско-нижнемезозойскими офиолитами и Накыпыйлякским комплексом.

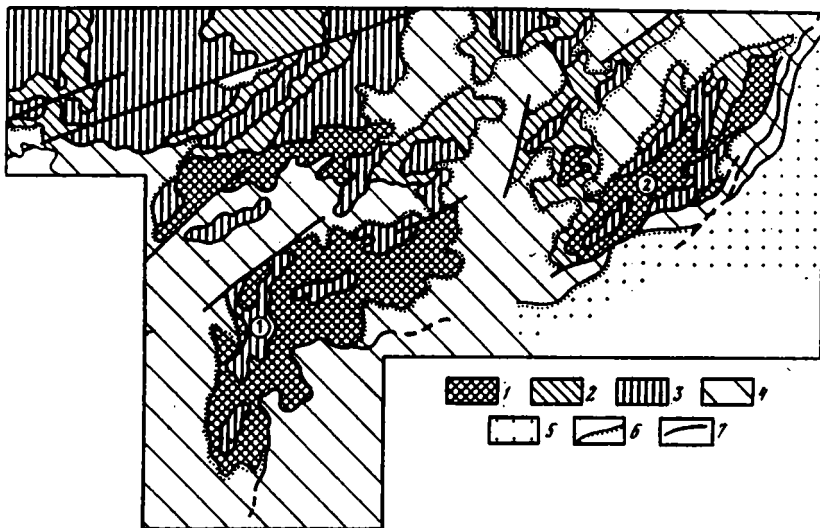


Рис. 18. Геологическая схема хребта Расчлененного

1—3 — комплексы: 1 — Янранайский ( $J_3$ — $K_1$ ); 2 — Накыпыйлякский ( $J_3$ — $K_2t$ ), 3 — Эконайский (Т); 4 — верхнемеловые отложения неоавтохтона ( $K_2st$ — $m$ ); 5 — палеоген-неогеновые отложения Нижнехатырской впадины; 6 — стратиграфические контакты; 7 — разломы. Цифры на схеме — антиформы: 1 — Анушкинская, 2 — Поннергская

Южнее, в хребте Расчлененном, внутренняя структура Эконайского аллохтона представляется в виде системы тонких пластин триасовых кремней, верхнеюрско-меловых отложений Накыпыйлякского комплекса и офиолитов (рис. 18). Они слагают узкие (ширина 2—6 км) протяженные (до 25—30 км) гребневидные антиформы, разделенные пологими широкими синформами, выполненными отложениями неоавтохтона. Синформы имеют асимметричное строение с пологими северо-западными крыльями и крутыми юго-восточными, которые нередко осложнены взбросами и надвигами. Эти более поздние деформации были весьма значительными. Они усложнили внутреннее строение аллохтона и вызвали надвигание аллохтонных комплексов и даже "автохтона" на неоавтохтон (рис. 19, 20; см. рис. 18). Надвиговые нарушения особенно характерны вдоль северо-западного борта Нижнехатырской впадины, где аллохтонные комплексы Эконайской зоны, в том числе и породы Янранайского комплекса, оказались надвинутыми на верхнемеловые—палеогеновые отложения впадины. Породы верхнего мела вдоль надвигов сильно рассланцованы и кливажированы (кливаж течения) и нередко находятся в запрокинутом залегании. Надвиги образуют эшелонированную систему разломов, захватывающую в направлении к центру впадины все более молодые слои.

Различия в строении и формировании северного и южного сегментов нашли свое отражение и в возрасте неоавтохтона. В северной части базальные слои неоавтохтона датировались маастрихтом [98, 122], но, как показал детальный стратиграфический анализ [112], они относятся к самым верхам маастрихта ("ортомаастрихт" — слои с пахидискусами и иноцерамовыми двустворками — корякциями). В южном сегменте покровно-складчатые структуры запечатываются отложениями кулькайской свиты. В большинстве мест базальные слои неоавтохтона имеют кампанский и даже коньяк(?)—сантонский возраст.

Следовательно, в южном сегменте формирование покровной структуры началось раньше, а северный блок включился в покровообразование позднее.

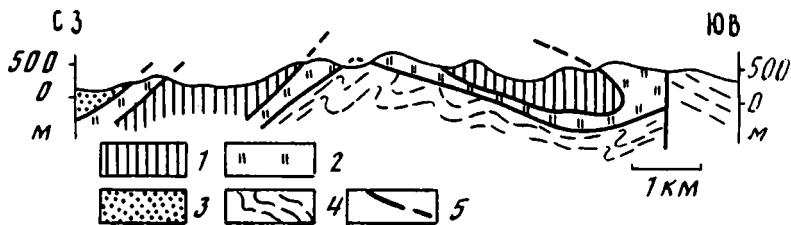


Рис. 19. Геологический профиль водораздела рек Линлиретваам и Четкинваям [103]

1 — Яранайский комплекс (К<sub>1</sub>); 2, 3 — покровы: 2 — Ионайский (кремни, Т<sub>2-3</sub>), 3 — Накыпильякский (J); 4 — неовотхтон (К<sub>2</sub>—Р); 5 — тектонические границы

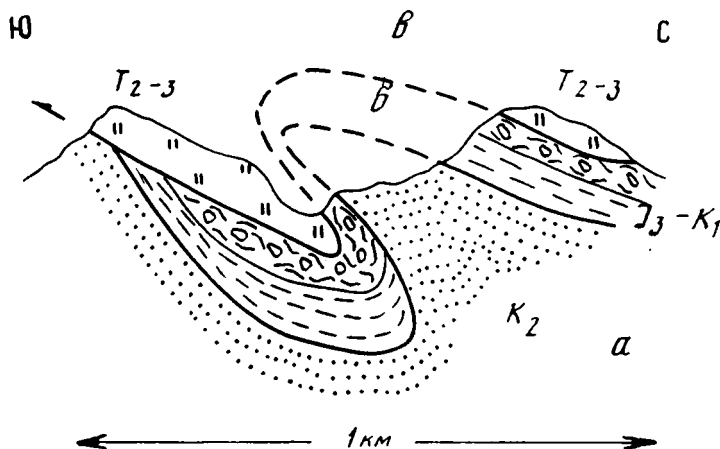


Рис. 20. Взаимоотношения разновозрастных СВК в хребте Расчленном  
а — неовотхтон; б, е — комплексы: б — Накыпильякский, е — Эконайский  
Условные обозначения см. на рис. 10

В результате южный сегмент еще раз оказался деформированным и здесь произошло тектоническое перекрытие структур неовотхтона.

**Офиолиты.** В пределах Эконайской зоны существенную роль играют офиолиты, возраст которых определяется по их пространственной связи с вулканогенно-кремнистыми образованиями верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Офиолиты расслоены на три самостоятельных покрова: Эконайский, Островной и Ионайский. Их состав и строение отражают первичный разрез океанической литосферы, подвергшейся последовательному тектоническому расслаиванию и дифференцированному смещению дунит-гарцбургитового, полосчатого, габброидного, плагиогранитного, дайкового и вулканогенно-кремнистого комплексов. Для офиолитов, помимо тектонической расслоенности, характерна высокая степень брекчированности пород, сопровождаемая минеральными преобразованиями. Наиболее интенсивно они проявлены в нижних частях офиолитового разреза и междайковых пространствах [125].

Серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты развиты локально в виде тонких тел, а также линз серпентинитового, как правило мономиктового, меланжа в подошве тектонических пластин офиолитового разреза (см. рис. 17). Более широко развиты породы полосчатого комплекса (дунит-верлит-габбровая ассоциация). По своему происхождению это кумулятивный комплекс, обладающий толеитовым трендом дифференциации с небольшим щелочным уклоном [103].

Габброидный комплекс представлен массивными габбро-норитами, характеризующимися высокой железистостью и титанистостью (феррогаббро). Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70446$ , что несколько ниже, чем в габброидах полосчатого комплекса (0,70493—0,70511).

Комплекс плагиогранитов и лейкократовых габбро имеет толеитовый тренд дифференциации, сопоставимый с океаническими плагиогранитами и офиолитами массива Троодос [103]. Кроме того, многочисленные тела плагиогранитов встречаются в виде рвущих тел в габброидах, дайковых комплексах и среди вулканогенно-кремнистых образований.

Дайковый комплекс представляет собой систему пластовых, штокообразных тел, даек, сложенных габбро-диабазами, диабазами, кварцевыми диабазами, плагиопорфирами, плагиолипаритами. С ними тесно связаны небольшие тела диоритов и плагиогранитов. Различаются дайковые комплексы основного, кислого и смешанного состава. Междайковые пространства сложены габброидами, зеленокаменноизмененными диабазами, базальтами, иногда с включениями известняков.

Основные вулканы характеризуются низкой глиноземистостью, высокой железистостью, повышенными содержаниями калия, фосфора. Они относятся к щелочно-оливиновым сериям, характерным для базальтов глыбовых и сводовых поднятий океанов [23]. Дополнительные исследования базальтов Эконайской зоны подтвердили, что большинство из них относится к океаническим толеитам с известково-щелочным и щелочным трендами [103]. Отношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{S} = 0,7025—0,7035$  [28].

Заканчивая обзор офиолитов, следует сказать, что на данном этапе их изученности, несмотря на поступающую в последние годы достаточно разнообразную информацию, можно дать лишь крайне схематизированную их характеристику. Дело в том, что офиолиты Эконайской зоны, как показывает наш опыт исследований СВК верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, должны иметь достаточно пестрый состав и разный генезис. Пока не будет произведена привязка нижних частей офиолитовой ассоциации к соответствующим им вулканогенно-осадочным СВК, их использование для палеотектонического анализа крайне ограничено. Поэтому в своих тектонических построениях мы опираемся на анализ СВК, считая офиолиты фрагментами океанической коры, о чем свидетельствуют приведенные выше данные.

*Палеозойские комплексы.* Среди СВК, возраст которых обоснован находками фауны, наиболее древними являются палеозойские образования. По данным И.М. Русакова, Б.Х. Егиазарова, Т.В. Звизды, А.А. Александрова выделяются девонские, каменноугольные и пермские отложения. В настоящее время нет единой стратиграфической схемы палеозойских отложений. Это связано с тем, что в Эконайской зоне в основном развиты вулканогенно-кремнистые толщи, возрастная датировка которых затруднена из-за их бедности фаунистическими остатками. Относительно возраста вулканогенно-кремнистых толщ долгое время существовали две противоположные точки зрения. Одни исследователи (И.М. Русаков, Б.Х. Егиазарова и др.) по находкам фораминифер и бентоносной макрофауны в известняках считали их палеозойскими образованиями, другие (Ю.Б. Гладенков, Н.А. Богданов и др.), основываясь на определениях радиолярий в шлифах кремнистых пород, считали их позднеюрско-раннемеловыми, а известняки рассматривали как тектонические клиппы. Все последующие попытки разработать стратиграфию палеозоя по находкам фораминифер в известняках и макрофауне не дали желаемых результатов. Оказалось, что наиболее обоснованные в фаунистическом отношении схемы [166] в своих опорных разрезах (рис. 21), помимо действительно палеозойских отложений, содержат также триасовые и позднеюрско-раннемеловые породы. Использование радиолярий, конодонтов, фораминифер и макрофауны позволило выделить среди



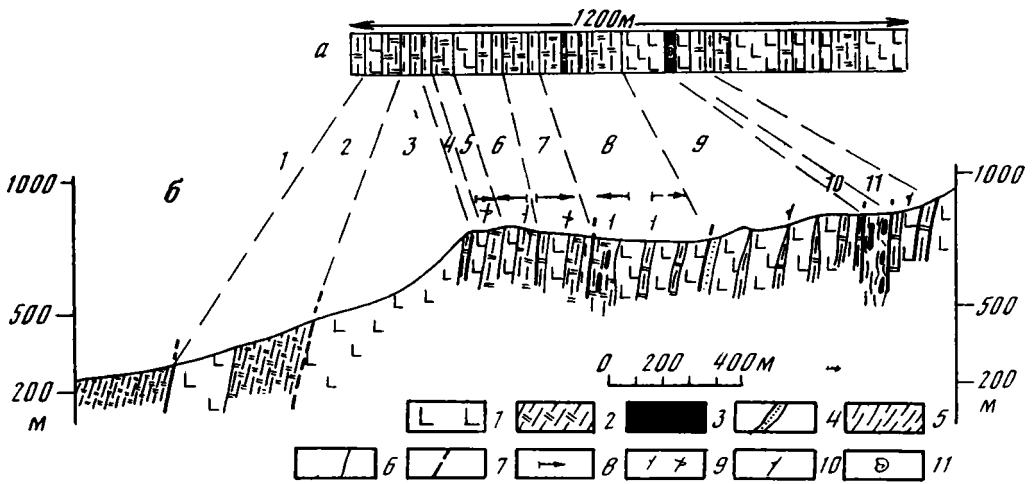


Рис. 21. Геологический профиль по правобережью р. Песчаной, левого притока р. Хайдин [96]

а — разрез накыпыйлякской толщи (Р) по О.Г. Эпштейну и др. [166]; б — геологический профиль (составили В.Н. Шаповаленко, Г.Н. Новиков)

1 — базальты, диабазы; 2 — кремнистые породы; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6, 7 — контакты: 6 — стратиграфические, 7 — тектонические; 8 — последовательность пород (подшоша — кровля); 9 — элементы залегания (достоверные); 10 — элементы падения пород с неопределенной ориентировкой кровли — подошвы; 11 — находки фузулинид

Цифры над профилем — номера пластин, возраст которых определен по радиоляриям: 1 —  $T_{2-3}$ ; 2 — Р; 3 —  $K_1$ ; 4 —  $K_1$  и  $J_3-K_1$ ; 5 —  $K_{1v}$  и  $K_{1br}-a$ ; 6 —  $K_{1g}-br_1$ ; 7 —  $K_{1v}-g$  и  $K_{1g}$ ; 8 —  $K_{1b}-br$  и  $K_{1v}-br$ ; 9 —  $J_3-K_1$  и  $K_1$ ; 10 — Р (по фузулинидам); 11 — 1—К

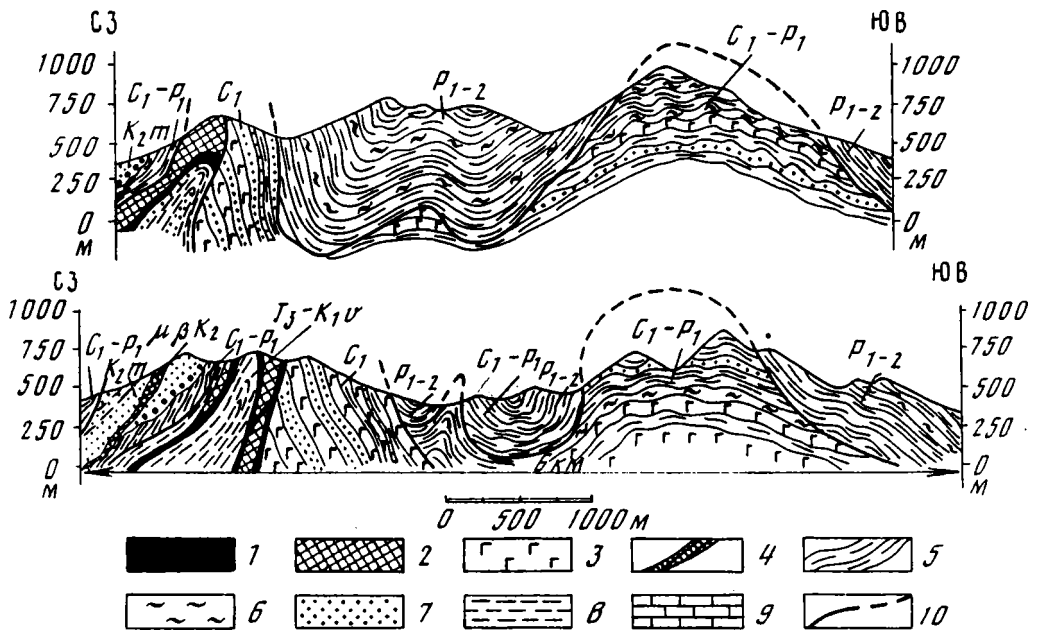


Рис. 22. Геологические профили через южную часть хребта Кытапалгыктывен [22]

1 — серпентиниты; 2 — катаклазиты по габбро и габбро-диабазам; 3 — спилиты; 4 — диабазы верхнего мела; 5 — фтаниты; 6 — яшмы; 7 — песчаники; 8 — алевропелиты; 9 — известняки; 10 — разломы

вулканогенно-кремнистых толщ каменно-угольно-пермские, триасовые и нижнеюрские отложения [6, 19, 38, 96, 98, 131]. Девонские известняки встречаются только в виде глыб в экзотической ассоциации триаса и в олистроматах верхнего мела.

Успехи радиолариевой стратиграфии требуют полного пересмотра существующих стратиграфических схем вулканогенно-кремнистых толщ Эконайской зоны. Имеющиеся в нашем распоряжении данные дают лишь возможность выделить среди каменноугольно-пермских отложений три типа разрезов в составе пластин и чешуй Ионайского и Кокуйского покровов (рис. 22). Подробно они охарактеризованы в ранних работах [22, 98].

Первый, вулканогенно-кремнистый тип отложений характеризуется преобладанием кремнистых пород (серые, зеленовато-серые фтанитоиды, глинисто-кремнистые сланцы, яшмы). В подчиненном количестве (не более 10—15%) присутствуют спилиты, туфы основного состава, известковистые алевролиты, известняки, туффиты, кремнеобломочные алевропсаммитовые породы. Известняки залегают среди кремней в виде линз и пластов мощностью 1—30 м. Иногда они образуют пачки переслаивания при мощности слоев 0,1—0,5 м. Сингенетичность известняков подтверждается определениями фораминифер и криноидей в известняках, а во вмещающих кремнях — определениями радиоларий и конодонтов (карбон, нижняя и верхняя пермь).

Второй, кремнисто-вулканогенный тип разреза характеризуется преобладанием (до 60—70%) вулканогенных пород (спилиты, базальты, диабазы). Они прослаиваются пачками слоистых яшм и радиоларитов (мощность 20—30 м). Кроме того, мощные пачки вулканитов (до 100 м) содержат прослойки и линзы кремней и органогенно-обломочных известняков с криноидеями, кораллами, брахиоподами. В известняках встречается примесь вулканогенного материала. Фаунистические остатки позволяют датировать их интервалом ранний карбон — поздняя пермь.

Третий, кремнисто-терригенный тип разреза (Кокуйский покров) характеризуется пестрой в фаціальном отношении толщей кварц-полевошпатовых песчаников, туфов кислого и среднего состава, известковистых туфопесчаников, туфобрекчий, полимиктовых гравелитов, мелкогалечных конгломератов, кремнистых пород, известняков. В некоторых разрезах появляются потоки андезитов, андезито-базальтов и даже кислых лав. Обломочный материал представлен разнообразными вулканитами (от базальтов до липаритов), фтанитами, яшмами, палеозойскими органогенно-обломочными известняками. Состав фауны достаточно разнообразный, встречаются брахиоподы, мшанки, кораллы, криноидеи, остракоды, фораминиферы. Первые определения фауны дали возрастной интервал ранний карбон — поздняя пермь. В дальнейшем в некоторых образцах были обнаружены смешение разновозрастных остатков и переотложенный характер фауны. Кроме того, среди кремнистых пород были определены палеозойские и триасовые радиоларии. Следовательно, Кокуйский покров состоит из серии чешуй палеозойских и триасовых образований, разделить которые без дополнительных исследований не представляется возможным.

Все три типа разрезов представляют собой разнофаціальные, близкие по возрасту СВК, которые оказались в совмещенном положении в процессе формирования Эконайского аллохтона.

Для палеозойских отложений в целом характерны зеленокаменное изменение, интенсивная дисгармоничная складчатость, высокая степень тектонической переработки и расслоение. Фрагменты непрерывных разрезов имеют максимальную мощность в первые сотни метров (не более 500—700 м), а суммарная мощность Ионайского и Кокуйского покровов достигает 2,5 км. Отдельные чешуи, пластины разделены зонами катаклизмов, достигающих мощности в несколько десятков и даже сотен метров (рис. 23). Разноцветные плитчатые

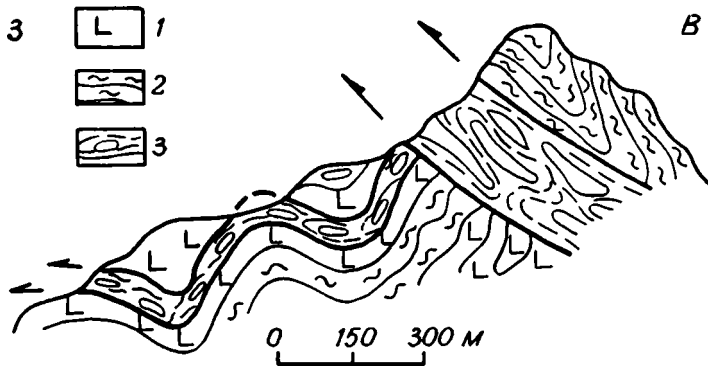


Рис. 23. Внутренняя структура верхнепалеозойских отложений в бассейне р. Накыпыйлак  
 1 — базальты; 2 — кремнистые породы; 3 — горизонты тектонических брекчий, катаклазитов и мило-  
 нитов

и слоистые кремни интенсивно будинированы и раздавлены до образования хаотических брекчий. В тех случаях, когда брекчированию подвергались слоистые пачки кремней, разделенные глинистыми слойками, возникали "диамиктитовые брекчии", в которых обломки сложены кремнями, а глинистые разности, раздавливаясь, давали цементирующую массу. Нередко подобные брекчии принимались за олистостромы. Истинную природу этих тектонитов удастся определить, когда видны все переходы от нормально-слоистых пачек кремнисто-глинистых пород через будинированные разности до "конгломератовидных" катаклазитов.

В заключение обзора верхнепалеозойских отложений необходимо обратить внимание на специфический характер фауны вулканогенно-кремнистых толщ, что крайне важно для палеотектонических реконструкций. А.Д. Миклухо-Маклай [87], анализируя фаунистические комплексы карбона и перми востока нашей страны, выделил две зоогеографические области — Сибирскую (бореальная) и Кавказскую (тетическая). Морские отложения мезозоя Северо-Востока характеризуются своеобразной, в значительной мере эндемичной фауной брахиопод и пелеципод, в меньшей степени гастропод. Бореальная область крайне бедна аммоноидеями и фузулинидами. Из фораминифер развиты мелкие формы: лагениды, нодзарииды и пр. К тетической области относится фауна Дальнего Востока и Корякского нагорья. Особенности фауны позволили сделать вывод, что "пермские породы Корякского кряжа несомненно формировались в условиях теплых вод кавказской зоогеографической области" [87, с. 114]. Исследования последующих лет подтвердили эти представления [97, 166].

*Нижнемезозойские комплексы.* Долгое время, до обнаружения триасовых вулканогенно-кремнистых отложений, сведения о раннемезозойских образованиях были крайне отрывочные. К ним относили блок карнийских песчаников, алевропелитов, известковистых гравелитов в Четкинвямском меланже и два выхода ааленских битуминозных известняков и мергелей на правобережье р. Линлиретвям-II (находка О.Н. Иванова в 1972 г.) и на левом берегу р. Хатырки в бассейне р. Накыпыйлак [98]. Кроме того, валуны и галька верхнетриасовых и нижнеюрских известняков встречались в меловых конгломератах.

Обнаружение триасовых и нижнеюрских отложений в составе вулканогенно-кремнистых толщ Эконайской зоны в корне изменило наши представления о тектонической истории Корякского нагорья в раннем мезозое. Поэтому на их описании автор вынужден остановиться более подробно. Анализ СВК позволяет выделить кремнистую и эффузивно-туфово-вулканомиктовую группы формаций [38].

Отложения, объединенные в группу кремнистых формаций, слагают отдельные самостоятельные чешуи и пластины в составе Ионайского и Кокуйского покровов. Они отличаются друг от друга составом пород и их количественными соотношениями, что позволяет различать эффузивно-кремнистую, кремнистую, туфокремнистую, терригенно-кремнистую и экзотическую ассоциации.

Эффузивно-кремнистая ассоциация ( $T_{2-3}$ ) в основном сложена кремнистыми породами. Это серые, зеленовато-серые, красноватые, вишневые кремни, яшмы, радиолариты. В некоторых разрезах встречаются фтанитоиды, темно-серые кремни и кремнисто-глинистые разности. Характерны пачки плитчатых, слоистых кремней, в которых кремнистые слои мощностью до 5, реже 10 см разделяются глинистыми слойками мощностью до 0,5 см. Встречаются прослои тонкослоистых ленточных кремней. Горизонты лав основного состава (спилиты, базальты, диабазы) имеют мощность от первых метров до 20—40 м. Многие потоки характеризуются шаровой и канатной отдельностью. Как правило, это высокотитатистые, низкокальциевые океанические толеиты. Количество лав варьирует, и в зависимости от этого меняется мощность разрезов от первых сотен до 500—700 м. Эффузивно-кремнистая ассоциация часто тесно пространственно связана с зонами серпентинитового меланжа. Помимо Эконайской зоны, породы эффузивно-кремнистой ассоциации были встречены в меланжах Майницкой зоны.

Кремнистая ассоциация ( $T-J_1$ ) представлена чередованием зеленых и серых кремней, реже встречаются пестроокрашенные пачки красноватых, вишневых и бурых кремней, а также пачки темно-серых и черных кремней и фтанитоидов. Характерно правильное, ритмичное чередование слоев кремней мощностью 2—7 см, разделенных тонкими миллиметровыми слойками глинистого материала. Такие равномерно-плитчатые кремни неотличимы от подобных в эффузивно-кремнистой ассоциации. Встречаются также неравномерно-плитчатые пачки с мощностью слоев от 1—2 до 20—40 см и прослои массивных кремней мощностью до 50—80 см. В них меньше прослоев радиоларитов и хуже сохранность радиоларитов. Истинную мощность определить трудно, так как кремнистые породы смяты в сложные гофрированные складки и часто имеют чешуйчатую структуру (рис. 24). Приблизительная оценка мощности — первые сотни метров. Породы кремнистой ассоциации также встречаются в меланжах Майницкой зоны.

Туфокремнистая ассоциация ( $T_2-J_1$ ) представлена разнообразными кремнями, чередующимися с прослоями и пачками туфов, туфопесчаников и туфосилицитов. Кремнистые породы различаются по цвету (зеленовато-серые, серые, темно-серые, черные) и по мощности слоев. В кремнистых горизонтах наряду с пачками равномерно-плитчатых кремней (3—8 см) встречаются пачки неравномерно-плитчатых (1—50 см) и пласты массивных кремней (до 1—2 м). Туфогенные породы располагаются в разрезе неравномерно или в виде отдельных прослоев мощностью от 10 см до 4 м или слоистых пачек мощностью до 40—50 м. Подобные пачки состоят из алевролитов, туфосилицитов, туффитов и туфов. Туфы имеют основной состав и представлены разностями гравийной, псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерности. Часто они обнаруживают ритмичную градационную слоистость. Характерны горизонты нестратифицированных массивных равномерно-зернистых псаммитовых туфов мощностью до 1—6 м. В некоторых разрезах встречаются маломощные (20—80 см) горизонты и линзовидные тела лав (диабазы, вариолитовые базальты). В туфах и алевролитах содержатся тела известняков. Одни из них имеют вид экзотических обломков размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Другие известняки образуют линзы мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Последние расположены *in situ*, содержат примесь вулканического и кремнистого материала и в отличие от первой разновидности встречаются локально.

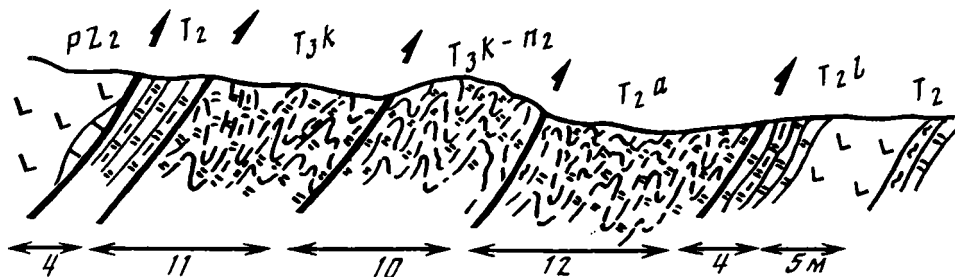


Рис. 24. Чешуйчатые структуры в правом борту р. Хайдин (юго-восточный склон горы Незабудка)  
Условные обозначения см. на рис. 10

Для рассматриваемой ассоциации характерны также кремнеобломочные породы алевритовой, псаммитовой и гравийной размерности. Выделяются две разновидности. Первая — монолитическая, имеет однородную темно-серую окраску и состоит из обломков кремней и радиоляритов разной степени окатанности. Вторая разновидность характеризуется более пестрым составом обломков. Кроме разнообразных разноцветных кремней, содержатся обломки основных вулканитов и плагиогранитов. Кремнеобломочные породы образуют самостоятельные пачки мощностью до нескольких десятков метров или переслаиваются с кремнистыми породами. Отдельные пачки переслаивания имеют градиационную слоистость. Для первой разновидности характерны триасовые радиолярии, а для второй — верхнепалеозойские и триасовые.

Привлекает внимание тот факт, что внутриформационные известняки нигде не наблюдались вместе с кремнеобломочными породами первой разновидности. Вероятно, это объясняется приуроченностью их к отложениям разных фациальных типов (прежде всего разной глубинности). В то же время весьма обычен парагенез экзотических глыб палеозойских известняков и пестрых кремнеобломочных пород.

Экзотическая ассоциация является характерным и специфическим членом кремнистой группы формаций [131]. Своеобразие этой ассоциации имеет важное палеогеографическое и палеотектоническое значение, заслуживающее более детального рассмотрения.

Экзотическая ассоциация ( $T_2l$ — $T_3n$ ) определяется нахождением глыб верхнепалеозойских известняков, рассеянных среди триасовых отложений. Известняки встречаются или в виде отдельных глыб, или в виде горизонтов микститов среди отложений всех рассмотренных выше ассоциаций. Изолированные глыбы обнаружены в туфах, кремнисто-глинистых и кремнистых породах. Многие известняки являются мелководными образованиями, чуждыми как в возрастном, так и в фациальном отношении для вмещающих их более глубоководных осадков. Экзотичность известняков подчеркивается тем, что они содержат тетическую фауну.

Известняки представлены органогенными, органогенно-обломочными и мраморизованными кристаллическими разностями. Набор органических остатков достаточно богатый: брахиоподы, мшанки, остракоды, кораллы и фузулины. Последние наиболее характерны и определяют тетический тип фауны [60, 87, 166]. Обломки и валуны размером от нескольких сантиметров до первых метров имеют в основном округлую форму. В некоторых причудливых глыбах известняков удается увидеть стенки первичного отрыва. Встречаются обломки известняков, поверхность которых покрыта мелкими комочками кремней. Подобные "рубашки" кремнеобломочных пород возникли в процессе того, как глыбы известняков скатывались по дну бассейна. Более крупные тела, протяжен-

Рис. 25. Глыбы известняков и кремней верхнего палеозоя, рассеянные в кремнистом и глинисто-кремнистом цементе

1 — кремнисто-глинистый матрикс; 2 — кремни; 3 — мраморизованные известняки

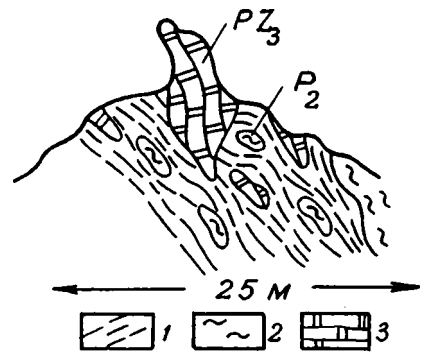
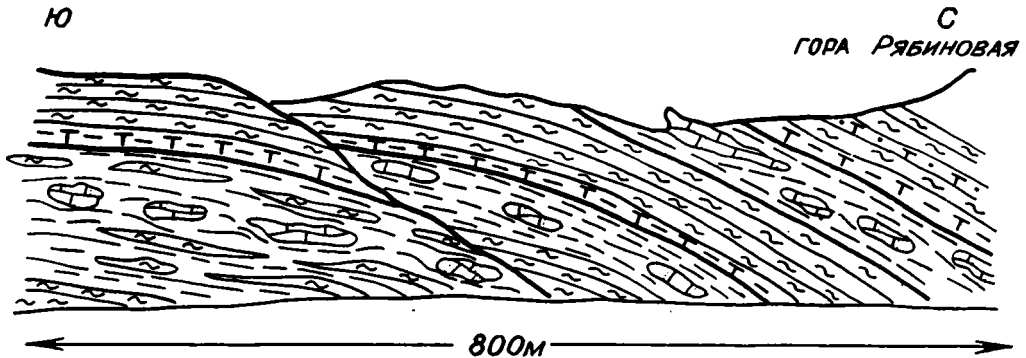


Рис. 26. Горизонты экзотической ассоциации среди кремнистых и туфокремнистых отложений

Условные обозначения см. на рис. 10



ностью в десятки и сотни метров при мощности в первые метры и десятки метров, имеют вытянутую вдоль напластования линзовидную форму (рис. 25). Некоторые известняки включают примесь и линзы кремнистого и вулканогенного материала (как правило, стекло, миндалекаменные базальты и диабазы).

Горизонты микститов (мощность до 100 м) имеют хаотическое строение (рис. 26). В генетическом отношении различаются два типа — подводно-оползневой и тектонический. Отличительная черта всех рассматриваемых микститов — присутствие многочисленных обломков известняков. Размер обломков различный, от нескольких сантиметров до олистолитов протяженностью 10—30 м и толщиной 1—10 м. Кроме известняков, в микститах присутствуют обломки кремнистых пород, вулканитов, плагиогранитов, туфокремнистых пород. В левом борту р. Яканувеем в составе микститов были встречены известняки с девонскими и раннекаменноугольными кораллами [166].

Цемент осадочных микститов кремнисто-глинистый или песчано-глинистый. Иногда в цементе видны подводно-оползневые складки, следы взмучивания и неравномерного смешения песчаного и алевролитистого материала.

Тектонические микститы (тектониты) отличаются от микститов обвального оползневой генезиса, во-первых, составом цемента, который представляет собой темно-серый или черный милолит по кремнистым туфогенным породам; во-вторых, в тектонитах наряду с блоками экзотических палеозойских пород в некоторых случаях встречаются триасовые известняки из туфокремнистой ассоциации. К сожалению, при полевых работах далеко не всегда удается уверенно отнести конкретный микститовый горизонт к тому или иному типу.

В Кокуйском покрове были встречены пакки турбидитов, состоящих из обломков известняков. Причем набор известняков достаточно пестрый: кристал-

лические, органогенные, органогенно-обломочные разности, брекчированные известняки, известняковые брекчии. Были встречены своеобразные турбидиты из обломков криноидей, в которых градационная слоистость обусловлена уменьшением размерности члеников криноидей от подошвы к кровле слоев. Кроме того, встречаются гравелиты, мелкогалечные конгломераты, известковистые песчаники, содержащие в обломках палеозойскую фауну разного возраста ( $D_{2-3}$ , C—P).

Экзотические тела известняков, микститы и турбидиты могут встречаться совместно среди пород кремнистой ассоциации, придавая толщам хаотическое строение, но чаще они образуют самостоятельные горизонты, разорванные во времени и в пространстве.

Определим характерные особенности экзотической ассоциации. Во-первых, являясь составной частью кремнистой группы формаций, она тесно пространственно связана с офиолитами. Во-вторых, экзотические толщи имеют контрастный состав. Основная масса сложена кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, достаточно глубоководными, среди которых рассеяны тела более мелководных перетолженных известняков. При этом матрикс имеет триасовый возраст, а известняки — позднепалеозойский. В-третьих, в триасовых разрезах экзотических толщ практически отсутствует или содержится в незначительном количестве терригенный материал, который свидетельствует о континентальных источниках сноса. Основную массу обломочного материала составляют продукты внутренних источников сноса, а также пирокластический материал основного состава. Реже встречается аллохтонный терригенный и туфовый материал, поступающий из островодужных источников сноса.

Являясь подводно-оползневыми образованиями, экзотические толщи имеют много общего с олистостромами, формирование которых связано с тектоническими покровами [130]. Однако они отличаются от них следующими параметрами. Олистостромовые толщи имеют терригенный состав осадков, обломочный материал которых содержит как фрагменты размывающихся аллохтонных масс, так и чуждый им фоновый кластический материал. Соотношение двух типов обломочного материала резко варьирует, определяясь количеством подводно-оползневых масс. Появление среди фоновых осадков аллохтонного кластического материала отражает возникновение нового источника сноса (шарьруемые офиолиты или другие образования). В случае с экзотическими толщами подобной "игры" состава обломочного материала, связанного с изменением источников сноса, не обнаруживается. Состав фоновых осадков и матрикса подводно-оползневых масс идентичен. Изменяется лишь размерность кластического материала и степень его окатанности. Поэтому можно говорить, что тектонические процессы, ответственные за седиментацию, не привели к появлению новых источников сноса, а обусловили разную скорость размыва прежних областей питания.

В экзотических толщах фоновые осадки накапливались в более глубоководных условиях, нежели в типичных олистостромовых толщах, для которых перед появлением олистостромов характерно общее углубление бассейна. При образовании экзотических толщ подобной тенденции нет, наоборот, сохраняется унаследованность глубин. Существенная разница обнаруживается при сопоставлении мощностей олистостромовых (мощность до 1 км) и экзотических (мощность до 100 м) толщ. Перечисленные выше особенности экзотической ассоциации дают возможность говорить о ней как о своеобразном типе отложений, накапливавшихся в океаническом бассейне в структурах растяжения. Более подробно их палеотектоническая природа будет рассмотрена в главе второй третьей части.

Эффузивно-туфово-вулканомиктовая формация сложена разнообразными эффузивами, субвулканическими телами, туфами, переотложенными тефрогенными

породами, вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, кремнистыми аргиллитами, туфоаргиллитами. Наиболее крупный фрагмент расположен на водоразделе оз. Пекульнейского и р. Рынатанмельгин, по левому борту ее левого притока р. Выходной. В основании пластины расположены меланжированные гипербазиты и габброиды, надвинутые к югу на вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя. Внутри формации выделяется несколько ассоциаций. В нижней части расположена толща массивных андезито-базальтов и андезитов с прослоями туфов и многочисленными дайками и пластовыми телами диабазов. Видимая мощность 100—200 м. Выше расположена толща шаровых лав миндалекаменных базальтов, разнообразных порфиритов, кристаллокластических туфов. Вся толща пронизана субвулканическими телами кислых пород. С лавами этой пестрой по составу ассоциации связаны маломощные тела и прослои органогенных известняков, содержащих багряные водоросли, кораллы, ракушки с многочисленными голобиями и тетическими кораллами, указывающими на норийский возраст [157]. Мощность толщи оценивается в несколько сот метров.

Самостоятельную ассоциацию образуют зеленые грубообломочные с субпараллельной слоистостью туфы и гиалобрекчии миндалекаменных базальтов. Мощность 150—200 м. Эта ассоциация тесно связана с пестрой пачкой и, вероятно, является ее фациальным аналогом.

Самостоятельную ассоциацию также составляют черные тонкослоистые алевролиты с прослоями ярко-зеленых и красных кремнистых туфоаргиллитов и зеленых туфов. В кремнистых аргиллитах содержатся позднеюрско-эртские радиолярии (определения Н.Ю. Брагина). Эта ассоциация образует несколько горизонтов (мощностью в первые десятки метров) среди вулканитов, а сосредоточены они главным образом в нижней части разреза.

В верхах толщи выделяется существенно терригенная ассоциация с отдельными потоками лав. Мощность ее около 100 м. Преобладают серые и зеленовато-серые полимиктовые и вулканомиктовые песчаники. Характерно чередование массивных грубозернистых, грубослоистых и мелкозернистых горизонтально-слоистых песчаников. В гальке встречаются вулканиты, туфы и кремни. Из обломков кремней были выделены среднетриасовые радиолярии. В толще песчаников встречаются прослой глинистых песчаников и алевролитов с обугленными растительными остатками. Среди растительных остатков были найдены подземные части стеблей триасовых хвощей, которые, по мнению С.В. Мейена, относятся к достаточно теплолюбивым видам. Содержащий их горизонт, по видимому, является остатком гидроморфных палеопочв, формировавшихся в момент осушения мелководных участков.

Вулканические породы относятся к известково-щелочной дифференцированной серии. Имеются указания на присутствие пикритовых базальтов и пород бонинитовой серии [31]. По своему типу комплекс пород р. Выходной сопоставим с вулканогенно-осадочными образованиями хребта Кэнкэрэн. Сходные по составу образования известны также в Верхнехатырском меланже [20]. Общим для всех этих толщ является обилие разнообразного туфового материала, дифференцированный известково-щелочной вулканизм, присутствие заведомо мелководных и даже субаэральных образований. Все это свидетельствует о том, что формирование эффузивно-туфово-вулканомиктовой формации было связано с существованием вулканического поднятия островодужного типа. Присутствие бонинитов и пород меланократового фундамента позволяет говорить об энсиматических дугах. Заканчивая характеристику триасовых отложений, особо надо подчеркнуть, что они содержат тетический комплекс фауны [19, 21].

*Верхнемезозойские комплексы.* Верхнеюрско-нижнемеловые и верхнемеловые отложения Эконайской зоны представлены двумя различными СВК. Янранай-



ский комплекс сложен вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями, занимающими нижнее структурное положение (относительный автохтон). Одно-возрастный напыльясский туфотерригенный комплекс входит в состав Эконайского аллохтона.

Отложения, объединяемые нами в Янранайский комплекс [97], впервые были выделены магаданскими и анадырскими геологами [141]. На основании находок радиально-ребристых иноцерамов из группы, *Inoceramus schmidtii* была обоснован позднемеловой, кампанский возраст яканувеемской толщи. К сожалению, имевшимся в распоряжении этих авторов определениям в шлифах верхнеюрско-нижнемеловых радиолярий не было уделено должного внимания, предпочтение было отдано иноцерамам, как руководящей группе фауны. Для снятия противоречия между макро- и микрофаунистическими датировками мы провели специальные исследования. Применение объемного (кислотного) метода выделения радиолярий позволило выделить верхнеюрско-нижнемеловой комплекс, а в местах находок иноцерамов — и верхнемеловой комплекс (определения Н.Ю. Брагина, В.С. Вишневской, И.Е. Пральниковой). Таким образом, удалось расширить стратиграфический диапазон толщи от верхней юры до кампанского яруса включительно [6, 98].

Проведенные в 1985 г. комплексные структурно-литолого-стратиграфические исследования Янранайского купола кардинально изменили наши представления о казавшейся ранее единой вулканогенно-кремнисто-терригенной толще. В составе Янранайского автохтона были выделены четыре толщи, слагающие самостоятельные, смятые в складки пластины и чешуи (рис. 27).

Верхняя пластина сложена породами яшмово-базальтовой ассоциации (яканувеемская толща): базальты, спилиты, диабазы, яшмо-кварциты, радиоляриты, яшмы, в подчиненном количестве гиалокластиты, кремнистые аргиллиты, туфоалевролиты, алевропелиты, песчаники, туфы. Нижняя часть разреза охарактеризована радиоляриями титона. В залегающих выше кремнистых породах выделены титон-берриасский, берриасский, валанжинский, готерив-барремский и баррем-аптский комплексы радиолярий [97].

В кровле лавовых потоков располагаются железистые и железисто-марганцевые корки, абиогенные яшмокварциты. Выше залегают кремнистые породы, среди которых преобладают красные радиоляриты. Тонкоплитчатые радиоляриты (мощность слоев 5—10 см) чередуются с красными кремнисто-глинистыми алевролитами (мощность 0,5 см) и кремнистыми породами, обогащенными рудными компонентами с рассеянными обломками измененного стекла и кристаллами плагиоклазов. Встречаются радиоляриты со слоистой текстурой, обусловленной неравномерным распределением радиолярий. Одни из них напоминают контуриты, а другие — турбидиты, характерные для терригенных толщ. Нередко в подошве кремнистых пачек видны текстуры оползания.

В верхней, баррем-аптской части разреза появляются терригенные породы (черные аргиллиты, зеленовато-серые туфоалевролиты и песчаники). Песчаники имеют полимиктовый, существенно кварц-плагиоклазовый состав обломков с большим количеством эффузивов, кремнистых, метаморфизованных осадочных пород. Встречаются чешуйки биотита.

Мощность яканувеемской толщи зависит от количества лавовых потоков. Существенно кремнистые разрезы имеют мощность 100—150 м, а вулканогенные — 500—600 м. Суммарная же мощность верхней пластины достигает 1—1,5 км, она определяется чешуйчатым строением, что подтверждается стратиграфическими данными (см. рис. 34).

Отложения средней пластины (ваамычгынская толща)<sup>1</sup> представлены базаль-

<sup>1</sup> Нередко ваамычгынская толща занимает более нижнее структурное положение, чем яканувеемская толща.

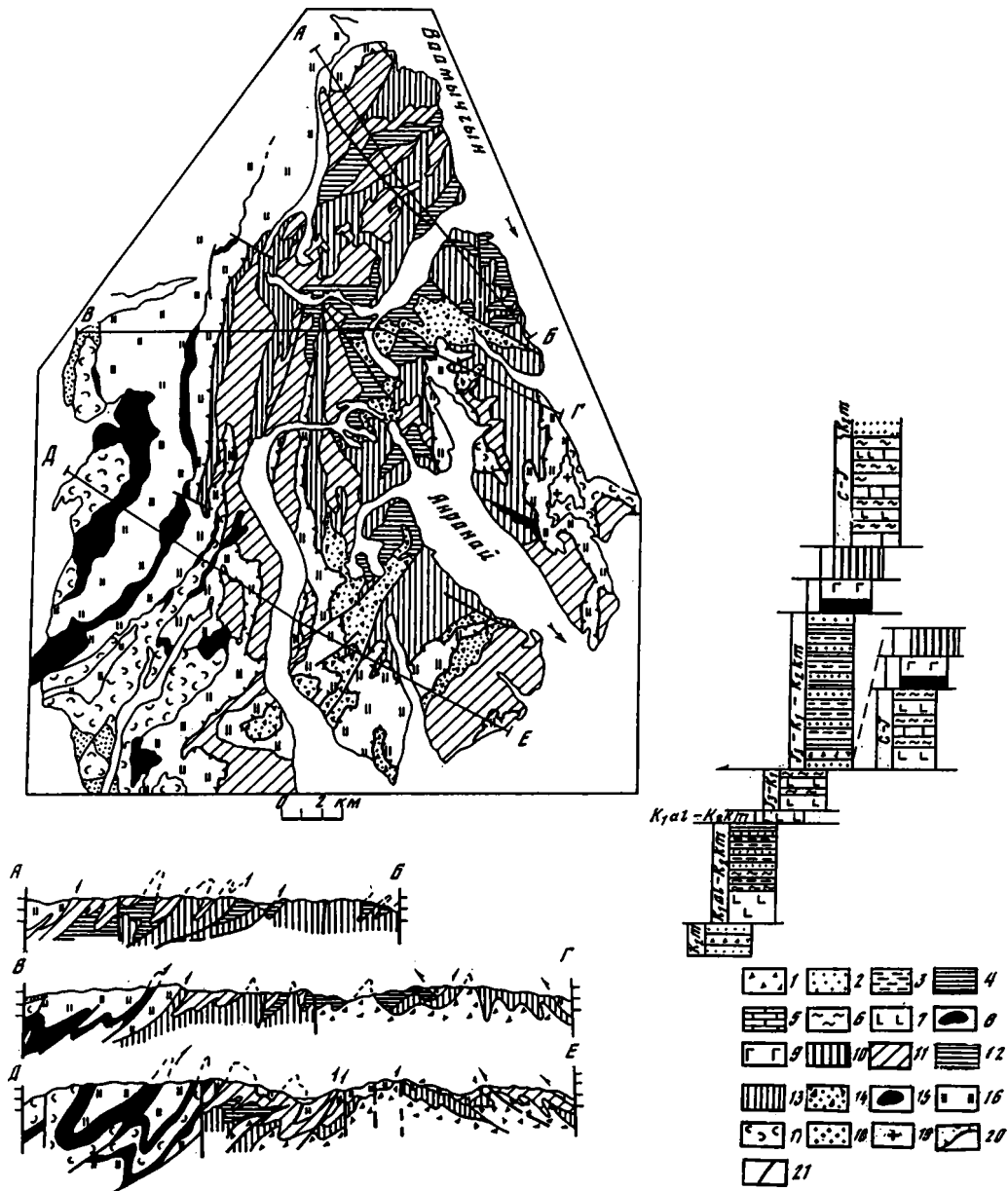


Рис. 27. Геологическая карта Яранайского аккреционного комплекса (составили В.Н. Григорьев, К.А. Крылов, С.Д. Соколов, использованы материалы С.В. Руженцева, С.Г. Бялбжеского, А.Д. Казимирова, Н.Ю. Брагина)

1 — олистостромы; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — кремнистые породы; 7 — базальты; 8 — гипербазиты; 9 — габброиды; 10 — дайковый комплекс; 11—14 — Яранайский комплекс, толщи: 11 — якануевская ( $J_3-K_1$ ), 12 — ваамычгынская ( $K_{1al}-K_2km$ ), 13 — якмыевская ( $K_{1al}-K_2km$ ), 14 — олистостромовая; 15—19 — Эконайский аллохтон: 15 — гипербазиты, габбро, плагиограниты, дайковый комплекс (Эконайский и Островной покровы), 16 — вулканогенно-кремнистые отложения Ионайского покрова ( $C-J_1$ ), 17, 18 — Накыпыйлякский покров (17 — пекульнейская серия ( $J_3-K_1$ ), 18 — верхнемеловые отложения ( $K_{1al}-K_2km$ )), 19 — плагиограниты; 20 — подошва Эконайского аллохтона; 21 — разломы

Знаки 1—10 — к колонкам, 11—21 — к карте и профилям

тами, гиалокластитам, радиоляритам, яшмам, известнякам и металлоносными осадками. Нижняя часть разреза охарактеризована альб-сеноманскими комплексами радиолярий, а верхняя — сантон-кампанскими радиоляриями и иноцерамами кампанского яруса. Были встречены прослои кремнистых турбидитов с переотложенным берриас-валанжинским комплексом радиолярий. Общая мощность толщи составляет 100—150 м.

Отложения нижней пластины (якенмывеевская толща) представлены в нижней части яшмово-базальтовой ассоциацией, а в верхней — терригенной ассоциацией. Яшмово-базальтовая ассоциация, охарактеризованная радиоляриями альба—турона, по набору пород и составу вулканитов сходна с ваамычгынской толщей, отсутствуют лишь известняки и калькарениты. Терригенная часть разреза представлена песчаниками, алевропелитами с прослоями серых кремней, красных туфогенных кремнистых аргиллитов и гиалокластитов. Песчаники в основном мелкозернистые, массивные, без ясно выраженной слоистости, а также горизонтально-слоистые и плитчатые. Встречаются разности с градиционной слоистостью, которые входят в состав трехкомпонентных ритмов, сменяясь вверх алевролитами и аргиллитами. По составу это литокластические граувакки. Преобладают обломки кремней, разнообразных эффузивов, кварца, плагиоклазов, в отдельных разностях много кальцита и раковинного детрита. В кремнистых породах содержатся радиолярии коньяка—сантона и фрагменты иноцеромов кампанского яруса. Мощность яшмово-базальтовой части (альб—турон) разреза около 300 м, а терригенной — до 700 м.

Олистостромовая толща развита в основном в центральной части купола и является в большинстве случаев нижним структурным элементом. Однако в правом борту р. Якенмывеем и по р. Каляльвая она расположена выше верхнемеловых отложений ваамычгынской и якенмывеевской толщ и, возможно, имеет с ними первичные стратиграфические контакты. В составе олистостромовой толщи выделяются следующие компоненты: терригенные пачки песчаников и алевролитов, горизонты микститов и олистолиты. Терригенные пачки по составу и характеру напластования напоминают верхнюю часть разреза якенмывеевской толщи. Типичные микститы имеют алевропелитовый матрикс, в котором рассеяны различные по размерам (до 20 м в диаметре) и по степени окатанности обломки и глыбы. Цемент сильно тектонизирован (рассланцевание, катаклаз), местами среди рассланцованных алевропелитов есть будины песчаников. Характерную особенность олистостромовой толщи составляют крупные нагромождения олистолитов протяженностью в сотни метров (олистолитовая фация).

В составе обломочного материала микститов и олистолитов различаются продукты разрушения и фрагменты разрезов Эконайского аллохтона и Янранайского комплекса. К первой группе относятся мраморизованные известняки верхнего палеозоя, кремни палеозойского и триасового возраста, плагиограниты, габброиды. Во второй группе встречаются базальты и кремнистые породы всех трех пластин, а также будины и фрагменты смятых в складки песчаников якенмывеевской толщи. Последние часто трудноотличимы от межолистостромовых слоев песчаников. Прямых данных о возрасте олистостромовой толщи немного. А.А. Александров [2] указывает на находки во вмещающей алевритистой массе и кремнистых прослоях призматических слоев иноцеромов верхнего мела. Мы обнаружили олистолиты кремней сантон-кампанского и кампанского возраста и известняков кампана. Эти определения указывают на маастрихтский возраст олистостромовой толщи Янранайского купола. На левом берегу р. Ваамычгын в олистостромовой толще были найдены обломки радиально-ребристых иноцеромов кампанского яруса (определения В.П. Похилайнена). В долине р. Эльгинмывая в одном из тектонических окон в нижней части олистостромовой пачки, содержащей рассеянные обломки кремней, эффузивов, был найден отпечаток иноцерама сантонского облика

(определение М.А. Пергамента). Кроме того, в пределах Янранайского купола на западном склоне горы Зубец ниже подошвы тектонического покрова триасовых отложений было встречено пластинообразное тело (мощностью 40 м), сложенное чередованием псаммитовых, алевритистых туфов и кремнистых пород с глыбами мраморизованных известняков (размером до  $20 \times 14$  м). По простиранию оно замещается шлейфами конгломератов из обломков (до 2—5 см) известняков и кремней. Во вмещающих конгломераты кремнисто-глинистых породах содержатся радиолярии нижнего мела. Вероятно, мы имеем дело с олистолитом палеозойско-триасовых пород, сползшим в раннемеловой бассейн с глинистыми осадками. Эти данные заставляют считать, во-первых, что образование подводно-оползневых отложений охватывало широкий временной интервал, а во-вторых, что возраст конкретных олистостромов изменчив в отдельных структурах и пластинах.

По петрохимическим характеристикам базальты янранайского комплекса сходны с океаническими базальтоидами [97]. Среди базальтов яканувеемской толщи различаются абиссальные толеиты, которые наиболее характерны для титонской части разреза, и высокотитанистые базальты и трахиандезитобазальты щелочно-оливиновой серии. Позднемеловые базальты в основном являются дифференциатами толеитовой магмы. Они несколько сильнее дифференцированы, и среди них выделяются абиссальные толеиты и ферробазальты с повышенным содержанием  $TiO_2$ .

Океаническая природа яшмово-базальтовой ассоциации подтверждается также отсутствием терригенной примеси, конденсированным типом осадков, низкой скоростью седиментации, наличием металлоносных осадков и горизонтов с переотложенными радиоляриями. Особый интерес представляет степень сохранности иноцерамов. Как в карбонатных породах, так и в терригенной части разреза индустриально развиты призматические слои иноцерамов. Наиболее крупные фрагменты раковин располагаются обычно выпуклой стороной к подошве слоя, что указывает на переотложенный характер захороненной фауны, поступавшей из более мелководных участков [141].

Внутренняя структура Янранайского комплекса с последовательным омоложением отложений в направлении более нижних пластин и чешуй напоминает строение аккреционных призм. Породы смяты в сложные складки, которые из-за сильных деформаций сохранились лишь в виде фрагментов раздробленных замковых частей. Встречаются также фрагменты структур—дуплекс. В центральной части купола терригенные породы несут следы пластического течения глинистого материала.

От типичных аккреционных призм Янранайский комплекс отличается составом отложений. Обычно аккреционные призмы сложены терригенными осадками, в обломочном материале которых преобладает островодужный источник. В этом отношении Янранайский аккреционный комплекс, сложенный в основном вулканогенно-кремнистыми океаническими образованиями, является как бы уникальным объектом. Однако представляется реальным, что по мере изучения вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ с той же степенью детальности, как и в случае Янранайского комплекса, подобные структуры будут обнаружены и в других регионах. В связи с этим рассматриваемый объект можно считать тектонотипом аккреционных комплексов, сложенных породами второго базальтового слоя.

Накыпыйлякский комплекс объединяет отложения от верхней юры (кимеридж) до нижнего маастрихта включительно. Однако единого разреза нигде не наблюдалось и терригенные толщи характеризуются расслоенной структурой с пространственно разобщенными выходами разновозрастных отложений. Наиболее резкая и важная поверхность тектонического срыва приурочена к стратиграфическому уровню альбского—сеноманского ярусов. Как уже отмечалось ранее,

по простиранию Эконайской структуры устанавливается омоложение пород неоавтохтона и верхней границы. Накыпыйлякского комплекса. На левобережье р. Хатырки он включает отложения нижнего маастрихта [112], а на отрезке Опуха—Хатырка его граница понижается до сантона или даже турона. Далее на запад отложения, сопоставимые с Эконайской зоной, встречаются в составе Верхнехатырского меланжа, и их верхний стратиграфический диапазон ограничивается коньякским ярусом.

Верхнеюрско-валанжинские отложения Накыпыйлякского комплекса на левобережье р. Хатырки представлены пекульнейской свитой, а в хребте Расчлененном — инаськваамской свитой. Они охватывают стратиграфический диапазон кимеридж—валанжин и имеют довольно однообразный состав. Для кимеридж-волжской части разреза характерна алевропелитовая ассоциация: зеленовато-серые и черные аргиллиты, алевролиты, алевропелиты с конкрециями, линзами и прослоями известняков и известковистых песчаников.

Берриас-валанжинская часть разреза является наиболее пестрой по составу. Здесь наряду с алевропелитовой ассоциацией есть мощные прослои полимиктовых песчаников, пакки турбидитов, линзы грубодетритных известковистых песчаников, бухиевых ракушнякав. Обломочный материал песчаников представлен разнообразными вулканитами, кремнями, плагиоклазами, кварцем, раковинным детритом.

В ряде разрезов содержатся горизонты (мощностью 5—50 м) алевропелитогалечных и песчано-валунных микститов. Для некоторых из них устанавливается подводно-оползневое происхождение (олисторомы). Однако прямой связи с формированием покровных элементов не обнаружено. Обломки и валуны в микститах сложены породами палеозоя, триаса, габброидами, диабазами, плагиогранитами и серпентинитами. В южном сегменте в составе олистором преобладают обломки и крупные олистолисты кремнистых пород триаса и плагиогранитов. В тех случаях, когда горизонты микститов оказываются совмещенными вдоль тектонических контактов с офиолитами, они нередко ошибочно принимались за базальные горизонты пекульнейской свиты.

Общая мощность кимеридж-валанжинских отложений оценивается в 1000 м.

Отложения готерива—апта развиты фрагментарно. Они представлены пеплотерригенной ассоциацией: аргиллиты, алевропелиты, мелко- и среднезернистые туффиты, тефроиды среднего и кислого состава, вулканомиктовые и известковистые гравелиты и песчаники. В составе обломочной части преобладают плагиоклаз, кремни, лито- и витрокласты, в меньшем количестве встречаются кварц, вулканиты. Мощность готерив-аптских отложений 200—400 м.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения могут быть объединены в песчано-глинистую терригенную формацию. В сравнении с туфотерригенной ассоциацией Алькатваамской зоны пеплотерригенная ассоциация накапливалась в бассейне, более удаленном от центров вулканизма [38]. В палеотектоническом отношении это могла быть структура подводной части внешней дуги. Изменчивая полнота отдельных стратиграфических разрезов, наличие микститов позволяют рассматривать их как осадки седиментационных ванн пространства дуга—желоб.

Верхнемеловые отложения пользуются меньшим распространением, чем пекульнейская и инаськваамская свиты. Аналоги гинтеровской свиты (верхний альб — турон), представленные известковистыми вулканомиктовыми песчаниками, алевропелитами с прослоями туффитов и линзами известняков (мощность 300 м), обнаружены только в двух-трех местах. Более верхние горизонты мела сложены полимиктовыми, вулканомиктовыми песчаниками, песчанистыми известняками, алевропелитами, туфогенными аргиллитами, туффитами и туфами кислого состава. Они содержат фауну коньякского, сантонского, кампанского ярусов и нижней части маастрихтского яруса. Общая мощность

700 м. В ряде мест в верхней части появляются горизонты микститов (мощность до 150 м) подводно-оползневого генезиса [98]. В олистолитах встречены офиолиты, палеозойско-триасовые, верхнеюрские и нижнемеловые породы.

Верхнемеловые отложения расположены, как правило, между эконайскими офиолитами и нижнемеловыми породами, но контакты с последними тектонические. Распределение слоистости, характер деформаций ниже и выше тектонического контакта, полосы и клинья грубообломочных пород вдоль поверхностей раздела ниже- и верхнемеловых отложений позволяют предполагать, что первоначальные взаимоотношения были трансгрессивными и, может быть, даже несогласными.

Разрез неоавтохтона в северном сегменте начинается с верхнего маастрихта. Он резко несогласно, со следами глубокого размыва перекрывает различные СВК Эконайского аллохтона. Базальные слои сложены песчано-конгломератовыми образованиями (мощность 20—25 м). Выше залегает мощная толща разнозернистых, грубослоистых и массивных песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями алевролитов и аргиллитов. Вдоль западной части Эконайской зоны в составе маастрихт-палеоценовых отложений появляются потоки базальтов и андезитов-базальтов, горизонты туфов и туфобрекчий. Мощность вулканогенных пачек достигает 50—100 м. Эти отложения, выделенные как высокореченская свита, по возрасту и составу вулканитов хорошо коррелируются с каканаутской формацией Алькатваамской зоны. Обломочный материал (полимиктовые и вулканомиктовые песчаники) маастрихтских пород имел местные источники сноса. Мощность меловой части неоавтохтона оценивается в 800—1200 м.

В южном сегменте базальные слои (мощность 20—100 м) неоавтохтона сложены микститами, песчаниками, конгломератами, гравелитами с прослоями темно-серых песчаников, алевролитов с фауной радиально-ребристых иноцерамов кампанского яруса. В долине р. Инаськваам в базальных слоях в конкрециях известняков (может быть, переотложенных) были обнаружены аммониты сантонского яруса и иноцерамы коньяка—сантона. Выше базальных слоев залегает мощная терригенная толща (500—700 м) песчаников, алевролитов, алевропелитов [112].

Таким образом, Эконайская зона по своим структурным особенностям, строению и набору СВК резко отличается от других тектонических зон Корякской складчатой системы. Образование покровной структуры произошло раньше, чем в Корякской системе покровов. В связи с этим ее следует рассматривать в качестве самостоятельной Эконайской покровной системы. Выделение ее в ранге единого чужеродного террейна вряд ли правомочно, так как слагающие ее СВК или их фрагменты можно обнаружить в соседних зонах.

Во-первых, фрагменты верхнепалеозойско-нижнемезозойских офиолитов известны в Майницких меланжах, где в отличие от эконайских офиолитов преобладают породы дунит-гарцбургитового комплекса. Кроме того, в Майницких меланжах наблюдается увеличение количества и размеров блоков верхнепалеозойских и нижнемезозойских пород по мере приближения к структурам Эконайской зоны. Сравнение верхнепалеозойско-нижнемезозойских офиолитов Майницких меланжей и Эконайской зоны позволяет рассматривать первые как корневую область для допозднеюрских покровов Эконайской зоны. Блоки полосчатого комплекса, габбро, плагиогранитов, дайкового комплекса, верхнепалеозойских и триасовых отложений являются реликтами, оставшимися в корневой области после срыва и удаления верхней части офиолитового разреза с последующим вовлечением их в структуру Эконайской покровной системы [124].

Во-вторых, отложения Накыпыйлякского комплекса имеют много общего с разрезами Алькатваамской зоны и образуют с ними единый латеральный ряд туфотерригенных и терригенных формаций. Различия сводятся к полноте

разрезов, фаціальным особенностям и строению фундамента. В сторону океана латеральный ряд формаций зоны перехода континент—океан продолжается вулканогенно-кремнистыми отложениями Яранайского комплекса, которые являются фрагментами океанической плиты.

Некоторые СВК Эконайской зоны прослеживаются и к западу от р. Опухи, до верховьев р. Емраваам. На этом субширотном отрезке их структурное положение несколько иное и входят они в состав *Емраваам-Пикасьваямской системы покровов* (см. рис. 9). Напомним, что СВК верхней части покровной системы, сходные с Майницкой зоной, были описаны в соответствующем разделе. Ниже будет дана характеристика остальных СВК.

Вулканогенно-кремнистые и кремнистые отложения верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, в том числе экзотическая ассоциация, а также фрагменты эффузивно-туфово-вулканомиктовой формации встречаются в виде блоков в Верхнехатырском и других меланжах или в тектонических пластинах среди пакета покровов верхнеюрско-нижнемеловых отложений.

В составе "автохтона" обнаружены терригенные и кремнистые породы триаса [20, 95]. В нижней части обнажается существующая терригенная толща ( $T_{2a3}-1$ ). Преобладают массивные вулканомиктовые с примесью тефрогенного материала песчаники. Состав обломочного материала указывает на размыв вулканогенных толщ основного, среднего и кислого состава. Кроме того, встречаются эдафогенные обломки алевролитов и кремнистых пород. Пачки темно-серых и зеленовато-серых алевролитов и алевропелитов включают тонкие прослои и линзы серых и зеленовато-серых кремней. Вышележащая толща ( $T_{2a3}-T_{3n2}$ ) темно-серых и черных фтанитоидов с прослоями массивных кремней, вулканомиктовых песчаников, алевролитов и алевропелитов отделена от терригенной толщи разломом. С триасовыми отложениями пространственно связаны небольшие выходы тектонизированных гипербазитов, габбро, плагиогранитов, есть также рвущие тела плагиогранитов.

Рассматриваемые отложения являются как бы переходным типом между островодужной эффузивно-туфово-вулканомиктовой формацией и кремнистой группой океанических формаций. Терригенный материал, поступавший за счет разрушения вулканических поднятий островодужного типа, сносился в глубоководный бассейн с кремнистой седиментацией. Важно подчеркнуть, что среднетриасовый возраст терригенной толщи не дает возможности связывать ее образование с непосредственным размывом пород эффузивно-туфово-вулканомиктовой формации, датируемой поздним триасом. Отсюда следует вывод о существовании среднетриасовой островной дуги, но фрагменты ее в Корякском нагорье еще не обнаружены.

Триасовые отложения "автохтона" имеют тектонические контакты (чешуи, надвиги, взбросы) с кремнисто-терригенной толщей верхней юры — неокома (пестрая толща [95]). Приуроченность к контакту толщ линз конгломератов с галькой триасовых кремней, песчаников, туфов и плагиогранитов свидетельствует о первичных стратиграфических взаимоотношениях. Кремнисто-терригенная толща в нижней части сложена песчано-алевритистыми породами с прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов. Они содержат единичные плохой сохранности раковины бухий. Верхняя часть сложена алевролитами, туффитами с прослоями мелкозернистых песчаников и туфов. Некоторые пачки имеют флишеидное строение. Песчаники относятся к вулканомиктовым разностям со значительным количеством тефрогенного материала. Кремнистые породы образуют отдельные прослои и пачки мощностью до нескольких десятков метров. Различаются красные радиоляриевые яшмы, зеленовато-серые радиоляриты и массивные серые кремни. Радиоляриевые комплексы датируют толщу оксфордом—валанжином. Однако лишь часть кремнистых пород безусловно

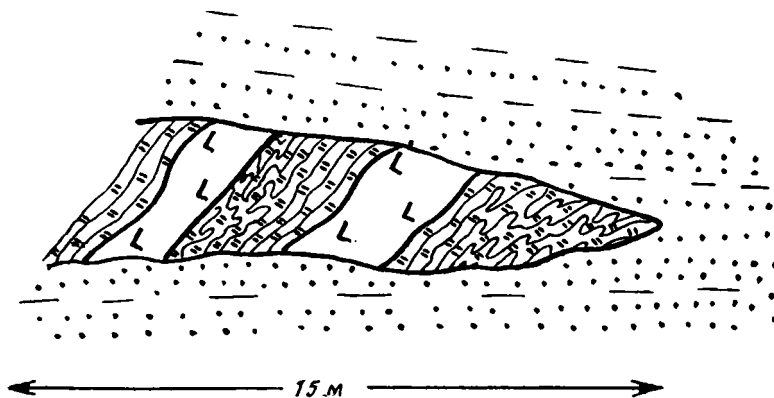


Рис. 28. Тектонические отторженцы вулканогенно-кремнистых пород верхней юры и нижнего мела среди терригенных отложений емраваамской толщи

Условные обозначения см. на рис. 10

является *in situ*. Интерпретация других не столь определена, так как контакты литологических разностей часто тектонические.

Кроме того, есть пачки красных плитчатых радиоларитов и яшм с телами катаклазированных диабазов. Кремнистые породы в них смяты в мелкие складки, и слоистость в них не совпадает со слоистостью во вмещающих терригенных породах. Подобные "горизонты" являются тектоническими отторженцами (рис. 28). Вполне вероятно, что они представляют собой фрагменты океанических пород, содранные при субдукции и захороненные среди кремнисто-терригенных осадков желоба. Нельзя исключать, что подобные явления имеются и среди других вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ Корякского нагорья, и в первую очередь в чырынайской серии, но из-за тектонической переработки они не могут быть уверенно проинтерпретированы.

В составе Верхнехатырского серпентинитового меланжа встречаются многочисленные блоки алевропелитов, алевролитов с известковистыми конкрециями и прослоями тонкозернистых песчаников, бухиевых ракушняков и кристаллокластических туфов. Находки бухий датируют их волжским—валанжинским ярусами [95]. Комплекс радиоларий из известковистых конкреций отличается от разновозрастных комплексов из кремнистых пород Корякского нагорья обедненным видовым составом. По мнению Н.Ю. Брагина, это может быть показателем прибрежных условий седиментации.

В одном из блоков меланжа на правом берегу р. Хатырки выше алевропелитов с бухиями валанжина залегает пачка (мощность 10 м) окремнелых туффитов и цеолитовых туфов и толща (мощность 100 м) грубых конгломератов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, обогащенных растительным детритом. Галька содержит обломки роговообманковых и кислых эффузивов. Близкие по составу конгломераты были встречены в другом блоке, где они прослаивают потоки роговообманковых андезитов. На основании находки грубобристого иноцерама возраст вулканогенно-обломочной толщи (мощность 200 м) определяется как готеривский. В составе меланжа были найдены также верхнемеловые терригенные отложения с иноцерамами коньякского яруса [95].

Все перечисленные туфотерригенные и вулканогенно-обломочные отложения имеют сходство с Алькатваамскими разрезами и Накыпыйлякским комплексом Эконайской зоны, но они находятся в ином структурном положении и отличаются мощностями, полнотой разрезов и отсутствием верхнесенонских отложений.



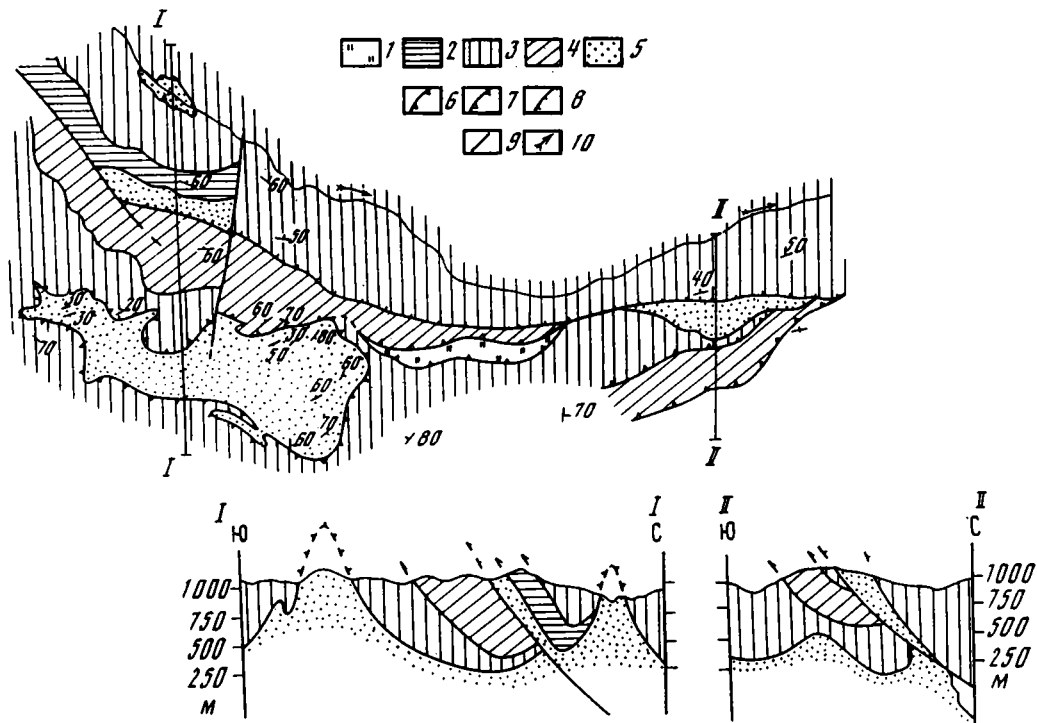


Рис. 29. Схема взаимоотношения верхнеюрско-нижнемеловых и верхнемеловых СВК в верхьях р. Ваеги

1 — кремнистые породы (Т); 2 — емраваамская толща ( $K_{1-2}$ ); 3, 4 — чирынайская серия ( $I_3-K_1$ ); 5 — нижняя пластина, 6 — верхняя пластина; 7 — верхнемеловые отложения; 8 — тектонический контакт СВК ( $I_3-K_1$  и  $K_2$ ); 9 — надвиги; 10 — взбросы; 11 — разломы; 12 — направление течения реки

Самым южным структурным элементом в Емраваам-Пикасьваямской системе покровов является темдынинская толща. Она сложена вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, потоками базальтов и пачками кремнистых пород. По радиоляриям ее возраст определяется как оксфорд-неокомский. Базальты относятся к океаническим толщам и по своим характеристикам сопоставимы с базальтами Нижнечирынайской пластины и яканувеемской толщи Янранайского аккреционного комплекса.

Темдынинская толща является как бы переходным типом отложений между чирынайской серией и янранайским комплексом. От чирынайской серии ее отличают свежий облик (нет регионального катаклаза и пренит-пумпеллит-цеолитового метаморфизма), отсутствие продуктов синхронного известково-щелочного вулканизма и более полимиктовый состав кластического материала. От яканувеемской толщи ее отличает преобладание терригенных пород, небольшое количество которых есть в разрезах янранайского комплекса южного сегмента Эконайской зоны. По простиранию изученных выходов темдынинской толщи в бассейне р. Пикасьваям геологи Северо-Камчатской экспедиции обнаружили верхнемеловые кремнистые породы (определение В.С. Вишневской). Характер распределения на плане находок нижне- и верхнемеловых радиолярий позволяет высказать предположение о существовании здесь Пикасьваямской аккреционной призмы.

Следовательно, темдынинская толща вместе с пикасьваямским и янранайским комплексами может рассматриваться как отложения океанической плиты,

но ее накопление происходило непосредственно вблизи конвергентной границы плит. Отсутствие в этом пересечении островодужной системы типа двойной Кэнкэрэн-Эконайской дуги не препятствовало выносу в океанический бассейн терригенного материала, который мог поступать как с севера, так и с запада. Допустимы некоторые аналогии с современной океанической плитой, прилегающей к системе желобов Манус—Витязь, которые в южном направлении (для палеоструктур Корякского нагорья в северном направлении) сменяются системой островных дуг Тонга—Кермадек (в Корякии — Кэнкэрэн-Эконайская дуга).

Наши наблюдения в верховьях рек Ваеги и Емраваам (Емраваам-Пикасьваямская система покровов) показали, что верхнемеловые отложения с резким угловым несогласием перекрывают структурный план верхнеюрско-нижнемеловых образований. Запечатывая древние структуры, они сами вовлечены в более молодые надвиговые деформации, тектонически перекрываясь породами чирынайской серии (рис. 29). Подобные структурные взаимоотношения свидетельствуют о нескольких этапах горизонтальных движений, приведших к созданию Емраваам-Пикасьваямской аккреционной структуры.

На рассматриваемом участке верхнемеловые отложения представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Наряду с пачками флишоидного строения встречаются мощные горизонты неравномерно- и неясно-слоистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Отдельные горизонты песчаников имеют косую слоистость, характерны известковистые разности песчаников. Состав обломков в конгломератах разнообразный: эффузивы, габброиды, гипербазиты, породы чирынайской серии, гранитоиды, метаморфические сланцы, разнообразные алевролиты, песчаники, известняки. В разных местах собрана фауна коньякского, сантон-кампанского и маастрихтского ярусов. Характер верхнемеловых отложений указывает на их накопление в достаточно мелководных условиях и на регрессивный тип седиментации. В составе обломочного материала, особенно в грубых кластических разностях, существенная роль принадлежит местным, близко расположенным источникам сноса. Верхнемеловые отложения Емраваам-Пикасьваямской аккреционной структуры по своей мощности, типу седиментации и составу обломочного материала резко отличаются от более северных разрезов Майницкой зоны и расположенных южнее одновозрастных отложений Камчатской складчатой системы.

### *Палеотектоническая интерпретация*

Итак, в Эконайской зоне в тектонически совмещенном положении в виде системы покровов находятся разнообразные в палеотектоническом отношении СВК, образовавшиеся при разных геодинамических режимах. Вулканогенно-кременистая и кременистая группы формаций верхнего палеозоя — нижнего мезозоя являются отложениями разных структурно-формационных зон океана Панталассы, а эффузивно-туфово-вулканомиктовая и туфово-терригенная формации — островодужными и окраинно-морскими образованиями активных континентальных окраин. Для палеотектонических реконструкций очень важно, что все они характеризуются теплолюбивой фауной тетической провинции.

СВК верхней юры — мела являются отложениями внешней Эконайской невулканической дуги (Накыпыйлякский комплекс), накапливавшимися в пространстве дуга—желоб, и собственно океаническими отложениями (Янранайский комплекс). Кроме того, в составе неоавтохтона есть вулканические образования, сходные с островодужными сериями, но их излияния происходили на шельфе или в мелководном бассейне типа Восточно-Китайского моря.

Камчатская складчатая система располагается к югу и юго-востоку от Корякской и Пенжинско-Анадырской складчатых систем. Она занимает южную часть Корякского нагорья и Камчатку. Ее северная граница проходит по системе крутых, наклоненных к северу взбросов и надвигов, по которым терригенные толщи погружаются под структуры Корякской складчатой системы. В верховьях рек Энычайваам и Апука устанавливается аллохтонное налегание корякских СВК на терригенные комплексы верхнего мела Западно-Камчатско-Укэляятской зоны (см. рис. 9). Далее к западу корякские структуры разворачиваются в северо-западном направлении, и на этом участке характер сочленения Корякской и Камчатской складчатых систем не ясен. Северо-западная граница проходит по Ванэатскому разлому, к которому приурочены тела гипербазитов и вулканогенно-кремнистые образования верхней юры — нижнего мела (на некоторых геологических картах они отнесены к верхнему мелу).

Среди мезозойских образований развиты главным образом верхнемеловые отложения, которые по формационным и структурным особенностям могут быть сгруппированы в две тектонические зоны — Западно-Камчатско-Укэляятскую и Восточно-Камчатско-Олюторскую (см. рис. 1).

Доверхнемеловые образования рассматриваются в качестве фундамента. К сиалическому типу относятся метаморфические комплексы Срединного хребта. В современной структуре они образуют горст, к западу от которого развиты терригенные отложения верхнего мела, а к востоку — вулканогенно-кремнистые образования. Метаморфические толщи несут следы зонального метаморфизма от амфиболитовой фации с реликтами гранулитов в центральной части, до эпидот-амфиболитовой фации в краевых частях [151, 165]. По составу и степени метаморфизма различаются породы фундамента (мигматиты, кристаллические сланцы, плагиогнейсы, гнейсы) и менее метаморфизованный вулканогенно-осадочный чехол. В составе фундамента первоначально значительную роль играли меланократовые породы, которые позднее были существенно переработаны процессами мигматизации, плагиогранитизации [82] и калиевой гранитизации [165]. В центральной части Срединного хребта развиты куполовидные структуры, сложенные плагиогранито-гнейсами. Кроме того, встречаются более поздние рвущие тела плагиогранитов и гранитов.

Относительно возраста и тектонической природы метаморфических толщ Срединного хребта существуют две противоположные точки зрения. Большинство исследователей придерживаются мнения о древнем, палеозойском или докембрийском возрасте, другие считают их метаморфизованными меловыми образованиями. Радиологические данные (К-Аг метод) дают широкий разброс цифр — от 250 до 35 млн лет [82]. При этом габбро-диориты, рвущие верхнюю часть метаморфического комплекса, имеют возраст 132 млн лет, т.е. заведомо допозднемеловой. Возраст плагиогнейсов фундамента 127—125 млн лет (начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70613$  и  $0,70458$ ), а посткинematических кварцевых диоритов, интродуцирующих метаморфические породы фундамента и чехла, — 116 млн лет ( $0,70344$ ) [25]. Rb-Sr изотопная система биотитов дает модельные датировки 55 и 14 млн лет.

Раннемеловые цифры определяют время становления гранитно-метаморфического слоя, в составе которого, по всей вероятности, есть фрагменты древней континентальной коры. Представления о древнем возрасте были подтверждены датировками цирконов (1300 млн лет) из гнейсов (В.К. Кузьмин, А.П. Чухонин). Кроме того, давно известны определения мезозойского и палеозойского возраста спорово-пыльцевых комплексов из верхней части метаморфического комплекса. Эти данные ставятся под сомнение, поскольку палеозойские споры обнаружены и в заведомо верхнемеловых отложениях ирунейской серии.

Считая невозможным в данном случае уверенно датировать возраст вмещающих пород по спорово-пыльцевым комплексам, необходимо все же обратить внимание читателя на следующую особенность, которой не уделялось должного внимания, но она, на наш взгляд, имеет важное палеотектоническое значение. Пермские споры и пыльца Камчатки обнаруживают определенное сходство с таковыми пермских отложений Северной Америки и отличаются от флоросных комплексов Ангарской области Северо-Востока Азии [129]. При этом отмечается палеоботаническое родство катазиатских флор Азии и Запада США. Следовательно, можно предполагать, что метаморфические комплексы Срединного хребта Камчатки представляли собой экзотический блок (чужеродный террейн), подошедший к окраине Азиатского континента из более южных и/или восточных районов в результате разрастания океанического дна Тихоокеанской плиты. Более точно первоначальное положение должно быть определено палеомагнитными исследованиями.

К этому следует добавить, что на западном склоне Срединного хребта развиты мезозойские глаукофановые сланцы (квахонская свита), залегающие в виде аллохтона с серпентинитами в основании на докембрийских метаморфических образованиях [151]. Они возникли по вулканогенно-осадочным отложениям, появление которых указывает на существование к западу от Срединно-Камчатского террейна вулканической зоны. Кроме того, вулканогенно-кремнистые отложения берриас-валанжина недавно были обнаружены (Л.И. Казинцова, В.М. Лобов) на западном побережье Камчатки. Следовательно, как с запада, так и с востока этот террейн отделялся структурами с океанической корой юрско(?)-раннемелового возраста.

На Восточной Камчатке развиты комплексы меланократового фундамента. Наиболее крупный выход известен в Ганальском хребте, где в отличие от Срединного хребта слабо проявлены процессы плагиогранитизации и фельдшпатизации. Метаморфический комплекс состоит из полиметаморфизованных пород ганальской серии (гранулиты, эклогиты, амфиболиты, кристаллические сланцы основного состава, глиноземистые сланцы, кварциты, прослой биотит-плагиоклазовых гнейсов) и монометаморфизованных пород стеновой серии (эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая и глаукофановая фации), образовавшихся по вулканогенно-осадочной толще (сообщение Л.Л. Германа, [82, 151, 165]). Породы ганальской серии прорваны Юрчикским габбро-норитовым массивом.

Метаморфические толщи имеют тектонически расчлененную структуру, в которой совмещены литопластины в разной степени метаморфизованных пород, в том числе и зеленокаменных верхнемеловых отложений [80]. Тектонические контакты литопластин маркируются телами синкинематических плагиогранитов (65 млн лет, К-Аг метод), которые по составу отвечают океаническим разностям. Вся структура была сформирована в постмеловое—дозоценовое время.

Данные абсолютной геохронологии метаморфических толщ, весьма противоречивы (Л.Л. Герман, А.Б. Львов и др.). Наряду с древними цифрами по цирконам (Pb-Pb метод) ганальской серии 3,2 млрд лет, стеновой серии 2,6 млрд лет, Юрчикского массива 3,2—2,8 млрд лет имеются определения (Rb-Sr метод) плагиогранитов, рвущих стеновую серию, 487 и 242 млн лет, а габброидов Юрчикского массива — 7 млн лет (В.И. Виноградов). Возраст плагиогранитов по цирконам 3,2—3; 2,2—2,1 млрд лет и 650 млн лет не согласуется с данными Rb-Sr и К-Аг методов. Возраст кижеченокской свиты, содержащей остатки радиолярий и сопоставимой с верхнемеловыми отложениями Валагинского хребта, по цирконам  $1400 \pm 400$  млн лет, а по микрофоссилиям — рифей. К этому надо добавить упоминавшиеся выше результаты спорово-пыльцевых определений.

Эти данные с известной мерой осторожности все-таки свидетельствуют о существовании древних фрагментов среди полиметаморфических толщ Ганаль-

ского хребта, которые рассматриваются или как выходы нижней части гранитного слоя [151, 165], или как выходы базальтового слоя [82]. Сторонники первой точки зрения подчеркивают формационное отличие метаморфических комплексов Ганальского хребта от Срединно-Камчатских и считают их "промежуточным" типом фундамента.

Допоздне меловой метаморфический фундамент (зеленые сланцы, амфиболиты, серпентиниты) Хавывенской возвышенности, по данным И.А. Тарарина и З.Г. Бадрединова, состоит из тектонических пластин генетически разнородных образований: островодужные метаофиолиты, метабазалты задуговых бассейнов и метавулканы окраинно-континентального типа. По аналогии с метаморфическими породами Пенжинского и Корякского хребтов предполагается, что возраст фундамента позднедокембрийский—раннепалеозойский [165].

Более мелкие выходы меланократового фундамента известны также и в других районах Восточной Камчатки: на полуостровах Кроноцком, Камчатского мыса, Озерном, в хребте Кумроч и на о-ве Карагинском. Кроме того, породы меланократового фундамента встречаются в виде включений в лавах Камчатки (габброиды, амфиболиты, кристаллические сланцы, метабазиты). Они отождествляются с базальтовым слоем земной коры.

### Западно-Камчатско-Укэляятская зона

#### *Геологическое описание*

Западно-Камчатско-Укэляятская зона представляет собой протяженный пояс терригенных, нередко флишоидных пород поздне мелового возраста. На Камчатке к ним относятся лесновская, кихчикская, омгонская серии и хозгонская свита. Они представлены разнообразным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями и пачками кремнистых пород, мелкообломочных туфов, конгломератов, гравелитов [35]. Песчаники имеют однообразный субаркозовый состав. Главными компонентами являются кварц, полевые шпаты (в том числе КПШ); содержание обломков пород (кварциты, глинистые, кремнистые сланцы, разнообразные эффузивы, гранитоиды и пр.) не превышает 20%. Характерна примесь мусковита, серицита, циркона, биотита. Источником обломочного материала служила континентальная суша, располагавшаяся на западе или юго-западе. В.И. Гречин [35] считает, что осадконакопление происходило на континентальном склоне и частично на шельфе. Однако крайне малая роль в большинстве разрезов грубообломочных пород указывает на значительную удаленность области накопления от источников сноса. Редкие прослои турбидитовых песчаников при общем преобладании глинистых и алевролитовых пород позволяют говорить о дистальных частях подводных долинно-верерных систем. Следовательно, на наш взгляд, породы лесновской серии накапливались, вероятно, в более удаленных от континентального источника районах.

Несколько иной состав обломочного материала отмечается в породах кихчикской серии [151]. В базальных конгломератах, трансгрессивно залегающих на квахонской свите, содержится галька метаэффузивов этой свиты, а также гранитоидов, метапикритов, амфиболитов и гнейсов, характерных для метаморфических толщ Срединного хребта. На основании единичных находок фауны и флоры возраст серии определяется как меловой (досантонский).

Нижняя возрастная граница терригенной субаркозовой формации не установлена. Имеются данные об альбском возрасте нижней части разреза омгонской серии [29, 82], в составе которой в верхней части на уровне турона — нижнего сенона есть флороносные и угленосные слои. Песчаники представлены полимиктовыми и туфогенными разностями, образующими с алевролитами и аргил-

литами пачки флишоидного переслаивания. Накопление этих отложений происходило в мелководных условиях. По литологии, характеру фауны и флоры эти отложения обнаруживают сходство с разновозрастными отложениями Куюльской зоны. В поле терригенных пород омгонской серии встречаются выходы основных вулканитов, туфов и кремнистых пород, которые Л.И. Казинцева датирует берриасом—валанжином. Взаимоотношение терригенных и вулканогенно-кремнистых пород не ясно. А.Е. Шанцер [97] считает, что вулканиты надвинуты на терригенные породы. Вполне вероятно, что здесь мы имеем дело с фрагментом Куюльской аккреционной структуры.

В некоторых разрезах в составе хозгонской свиты и лесновской серии на уровне кампанского яруса встречаются потоки базальтов с подушечной отдельностью, прослой и пачки черных и серых кремнистых пород и радиоляритов [95, 162]. Высокотитанистые океанические толентовые базальты, вероятно, образовались в рифтогенной структуре океана или краевого моря.

В пределах Корякского нагорья пояс терригенных пород известен под названием Центрально-Корякской или Укэлятской зоны. Он сложен отложениями верхнего мела — палеоцена, которые объединены в корякскую серию. Стратиграфия верхнемеловых отложений из-за редких находок фауны разработана слабо, и до сих пор нет единой стратиграфической схемы. Выделяемые в разных районах местные свиты плохо сопоставляются между собой. Одни и те же свиты как в возрастном, так и стратиграфическом отношении разные исследователи трактуют по-разному, а иногда и прямо противоположно. Низы корякской серии относятся к сантонскому или коньякскому ярусу, а верхи — к палеоцену. Наиболее широко развиты и лучше датированы кампан-маастрихтские отложения. Они представлены разнообразным, часто флишоидным, чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. По составу обломочного материала породы корякской серии близки к субаркозовой формации лесновской серии, но в корякском секторе в песчаниках больше содержится литических обломков, появляются полимиктовые, граувакковые и вулканомиктовые разновидности песчаников и гравелитов. Количество грубозернистых разновидностей (гравелиты, конгломераты), мощность горизонтов песчаников (зерновые потоки) и песчаных слоев в турбидитах возрастают в северных разрезах, что указывает на близость палеоконтинента.

В некоторых разрезах на уровне кампанского яруса появляются горизонты базальтов и кремнистых пород. Афировые и плагиоклазовые базальты характеризуются высокими содержаниями окислов Ti, P, пониженными Ca и Mg. По своим характеристикам их можно сопоставлять с толентовыми базальтами океанов и краевых морей [95]. Вместе с вулканитами лесновской и хозгонской свит они изливались в пределах единой палеоструктуры. Шаровые базальты встречаются на правом берегу р. Опухи, где они образуют потоки среди алевроито-глинистых пород, содержащих многочисленные конкреции известняков. В верховьях р. Укэлят, на левом борту, среди терригенных пород с призматическими слоями радиально-ребристых иноцерамов встречаются прослой красных кремнисто-глинистых пород с кампанскими радиоляриями и кремнистых турбидитов с иноцерамовыми слоями. Тонкие слои песчаного материала в них имеют подводно-оползневые текстуры. Подобные осадки накапливались, вероятно, на склонах внутренних депрессий, в центральных частях которых происходили излияния лав, сопровождаемые кремнистой седиментацией.

Таким образом, на уровне кампанского яруса на общем фоне терригенной седиментации устанавливаются чисто терригенная, кремнисто-терригенная и кремнисто-вулканогенно-терригенная ассоциации. Они дают латеральный ряд, в котором последняя ассоциация играет роль переходного разреза в более внешнем вулканогенно-кремнистом толщам Восточно-Камчатско-Олюторской зоны.

Кроме того, в терригенных разрезах встречаются олистостромовые образо-

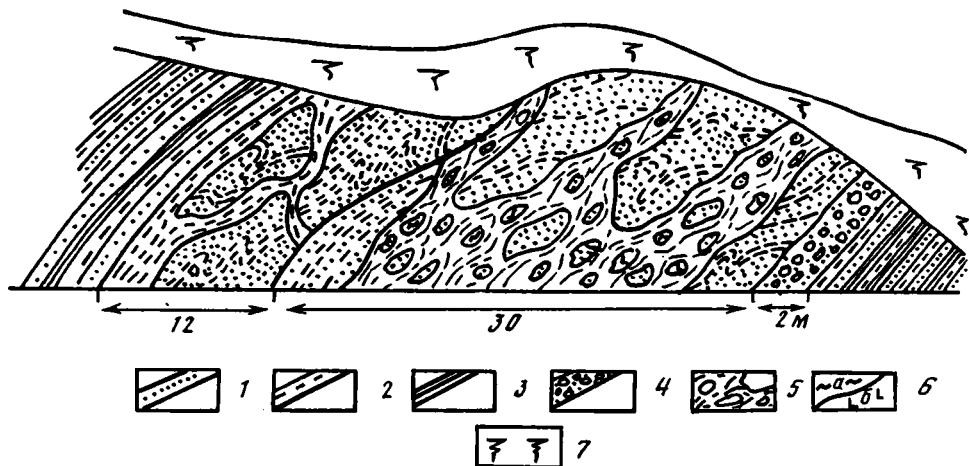


Рис. 30. Горизонты эндоолистостромов корякской серии в районе горы Маекли

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — конгломераты; 5 — олистостромы; 6 — олисто-  
литы ватынской серии: а — кремни, б — вулканиты; 7 — задреровано

вания двух типов. К первому типу относятся подводно-оползневые горизонты, состоящие в основном из обломков и фрагментов разреза своих же терригенных пород (эндоолистостромы). В подчиненном количестве есть галька кремней и магматических пород. Подобные олистостромы мы встречали в бассейне р. Апуки (рис. 30). Ко второму типу относятся олистостромовые образования, развитые вдоль ватынского надвига [88]. Они появляются в кровле маастрихтских отложений, и их мощность может достигать 1—2 км. Подобная мощность позволяет говорить о самостоятельной формации или олистостромовой толще, образование которой тесно связано с движением аллохтонов [130]. Обломочный материал песчаников, гравелитов и олистолиты представлены алевролитами, песчаниками, яшмами, спилитами, диабазами, базальтами, андезитовыми порфиритами. Яшмы смяты в складки и часто переполнены призматическими слоями кампанских радиально-ребристых иноцерамов. Кроме того, в олистолитах встречаются крупные фрагменты (до 400 м) флишоидных пород. Недавно были обнаружены обломки верхнетриасовых кремней [97]. Цемент олистостромы представлен глинистыми сланцами, рассланцованными песчаниками и алевролитами.

#### Палеотектоническая интерпретация

Терригенные толщи смяты в разнообразные напряженные складки, осложненные многочисленными разрывами типа взбросов, сбросов, надвигов, сдвигов. Из-за слабой стратиграфической изученности внутреннее строение терригенных толщ не поддается расшифровке. В долине р. Энычайваям закартированы аллохтонные структуры Унэнзваям-Укзляятской системы надвигов, сложенные существенно песчаными отложениями маастрихта—палеоцена (В.К. Дмитриева, А.Л. Башаркевич и др., 1987 г.). Они надвинуты с юга на верхнемеловые отложения, от которых отличаются меньшим количеством пирокластического материала и большим количеством известковистых разностей пород. Здесь встречаются довольно мелководные шельфовые фации с обильной фауной иноцерамов, гастропод, ежей, аммонитов и др. Принимая во внимание надвиговые структуры, развитые вдоль северного борта зоны, по которым сложный аккреционный комплекс Корякской системы надвинут в обратном, южном нап-

равлении, можно уверенно говорить, что внутренняя структура терригенных толщ была создана в результате двухстороннего сжатия.

Верхнемеловые отложения Западно-Корякско-Укэляятской зоны (за исключением омгонской серии и шельфовых фаций бассейна р. Энычайваям) накапливались в достаточно глубоководных условиях вдоль протяженного, не менее 1000 км, континентального склона и его подножия [35, 81]. В восточном направлении они прослеживаются на шельфе Берингова моря, продолжаясь в структурах Аляски. Северная граница распространения терригенных толщ маркирует склон позднемелового континента.

Комплекс меловых фораминифер достаточно разнообразен в видовом, но беден в количественном отношении (М.Я. Серова и др., 1973, 1980 гг.). Фауна мелкорослая, тонкостенная и по своим размерам вдвое меньше раковин тех же видов тропической и субтропической областей. В пограничных слоях мел-палеогена фораминиферы характеризуются бедностью состава, небольшой численностью, резким преобладанием бентосных, главным образом агглютинирующих, форм, что типично для микрофации бореального пояса Северной Пацифики. По данным Т.В. Тарасенко, планктонные фораминиферы палеоцена с преобладанием глобигерин также характерны для бореальной области. Кроме того, анализ микрофауны, содержащейся в терригенных породах корякской серии, позволяет выделить ассоциации разной глубинности (Н.М. Петрина и др., 1986 г.). Наиболее глубоководная абиссальная ассоциация (стенотермно-эврибиотные фораминиферы) расположена в юго-западной части Корякского нагорья. В северном направлении она сменяется фораминиферами верхней части батнали, сублиторали и литорали, для которых характерен также разнообразный комплекс фауны, включающий двустворки, брахиоподы, аммониты. В разрезах внешней части, приближенных к ватынскому надвигу, помимо фораминифер, появляется значительное количество радиолярий, что объясняется несколько более высоким температурным режимом и влиянием вулканизма. Радиолярии из флишоидных толщ Северной и Центральной Камчатки сходны с палеопопуляциями умеренных широт (В.С. Вишневецкая, устное сообщение).

Состав гастропод шельфовых отложений определяет условия хорошо аэрируемого солонатоводного холодного или умеренно холодного моря с песчано-илистым грунтом (М.Я. Бланк и О.П. Дундо, 1980 г.).

Терригенные серии представляют собой сложный полифациальный комплекс пород, в котором различаются отложения подводных долинно-всерных систем, контурных течений, подводно-оползневые горизонты, пелагические и гемипелагические осадки краевых морей, зон рифтогенного базальтового вулканизма. К осадкам долинно-всерных систем на Западной Камчатке относятся главным образом дистальные турбидиты, переслаивающиеся с гемипелагическими и пелагическими осадками. В Корякском секторе, для которого в целом характерен флишоидный тип седиментации, устанавливаются как проксимальные, так и дистальные турбидиты. Здесь также широко развиты осадки склоновых контурных течений, которые вызывают общее усреднение вещественного состава пород на огромных расстояниях. Несмотря на это, в составе турбидитов намечается некоторый провинциализм.

Обломочный материал лесновской серии и ее камчатских аналогов свидетельствует о сносе с Азиатского континента и гипотетической Охотской суши. В конгломератах кихчикской серии обнаружены продукты размыва метаморфических толщ Срединного хребта. В юго-западной части Корякского нагорья заметен снос из Пенжинско-Анадырской системы и ОЧВП. В более восточных разрезах обломочный материал поступал уже из северных районов Корякского нагорья. Транспортировка осуществлялась суспензионными, зерновыми и дебризными потоками. Большую роль в разносе аркозового материала играли контурные течения.



На Камчатке к востоку, а в Корякском нагорье к югу отложения долинно-вернерных систем сменяются комплексом пелагических и гемипелагических осадков, в наиболее внешних частях которого встречаются вулканиты. В кампане-маастрихте заметным становится влияние островодужного вулканизма и появляются олистостромовые образования, накопление которых уже связано с возникновением нового южного источника сноса, сложенного аллохтонными массами Ватынского покрова.

Остается дискуссионным вопрос о характере фундамента Западно-Камчатско-Укэлятской зоны. М.Н. Шапиро и др. [95] считают, что терригенные толщи накапливались на утоненной континентальной коре, фрагмент которой обнажается в Срединном хребте Камчатки. Однако сами авторы отмечают тектоническую природу контактов верхнемеловых терригенных и вулканогенно-кремнистых толщ и метаморфического комплекса. Континентальные отложения барабской свиты трансгрессивно перекрывают ирунейскую серию и метаморфический фундамент и содержат их обломки. Следовательно, кампанский возраст барабской флоры позволяет определить время жесткого сочленения Срединно-Камчатского террейна со структурами Западно-Камчатско-Укэлятской и Восточно-Камчатско-Олюторской зон. В этом случае сомнительной становится возможность распространения метаморфического комплекса в качестве фундамента на всю полосу развития терригенных толщ Западной Камчатки. Здесь уместно заметить, что в составе обломочного материала лесновской и хозгонской свит нет следов размыва метаморфических толщ. Этому также противоречит появление в составе этих свит базальтов и кремнистых пород, наличие толщи метаморфизованных вулканитов квахонской свиты вдоль западного края Срединного массива и юрско(?)-нижнемеловых вулканогенно-кремнистых пород на мысе Омгон. В любом случае для этих разрезов надо допускать существование меланократового фундамента, хотя бы и деструктивного типа. Только в породах кихчикской серии, непосредственно примыкающих к метаморфическим комплексам Срединного хребта, есть продукты их размыва. Однако для обоснованных тектонических построений необходимо уточнить возраст терригенных пород.

Нет никаких данных о существовании сиалического фундамента в Корякском секторе, где позднемеловой шельф и континентальный склон были сложены на западе аккреционными комплексами Пенжинско-Анадырской складчатой системы, а на севере — Корякской. В настоящее время следует говорить не о сиалическом фундаменте или утоненной континентальной коре, а о сложном гетерогенном переходном или меланократовом фундаменте, включающем крупный экзотический блок сиалической коры, время вхождения которого в состав переходной зоны океан—континент требует своего уточнения. Ясно лишь, что этот террейн стал участвовать в седиментационном процессе как источник обломочного материала в самом конце позднего мела (кихчикская и барабская свиты).

## **Восточно-Камчатско-Олюторская зона**

### *Геологическое описание*

Восточно-Камчатско-Олюторская зона является более внешней по отношению к структурам Западно-Камчатско-Укэлятской зоны. Граница между ними проходит по крупному надвигу, который на севере носит название Ватынского, а на юге — Лесновского (см. рис. 1). В отличие от северной части Корякского нагорья перемещение аллохтонных масс происходило здесь в обратном направлении, от океана к континенту. Вблизи надвига наблюдается интенсивная дисгармоничная складчатость и тектонизация пород лесновской и корякской серий, но они быстро ослабевают уже на небольшом расстоянии от него. К над-

вигу приурочены выходы хаотических образований разного генезиса. Часть из них, имеющая подводно-оползневый генезис, относится к олистостромам, а другие являются тектоническими образованиями — меланжами. Последние представляют собой смесь (терригенный меланж) терригенных и вулканогенных пород с ориентированными текстурами, выраженными зонами рассланцевания, милонитизации и катаклаза. Терригенные разности отличаются от пород лесновской и корякской серий более вулканомиктовым составом. В свою очередь, кремни и вулканиты отличаются от аналогичных пород ватынской серии. Специфический состав меланжа и структурная приуроченность к подошве аллохтона позволяют выделять его в самостоятельный СВК, который близок к переходным разрезам вулканогенно-кремнисто-терригенной ассоциации Западно-Камчатско-Укдаятской зоны.

В строении Восточно-Камчатско-Олюторской зоны основная роль принадлежит разнообразным вулканогенно-осадочным образованиям, характеристика которых дается по литературным данным.

В Олюторском секторе выделяются вулканогенно-кремнистая ватынская серия и ачайваямский вулканогенно-осадочный комплекс. Они слагают крупный аллохтон, надвинутый в северо-западном направлении на терригенные серии верхнего мела — палеогена (рис. 31, 32). В составе аллохтона имеется несколько самостоятельных пластин, характеризующихся определенными фаціальными особенностями. Так, например, с севера на юг в ватынской серии на уровне кампанского яруса выделяются кремнистый, вулканогенно-кремнистый и вулканогенный типы разрезов [97]. Внутри пластин породы сматы в сложные, часто наклоненные и опрокинутые к северу складки. Во внешней части аллохтона встречаются породы своеобразного ультрабазит-габбрового комплекса. Наиболее крупные массивы развиты в пределах Сейнавского и Гальмознанского останцов аллохтона и на севере Олюторского хребта (Эпильчикская группа массивов). Ранее они рассматривались в составе офиолитовой ассоциации. В последующие годы эта точка зрения была подвергнута серьезной критике (О.В. Астраханцев, В.Г. Батанова, П.К. Кепежинкас, А.В. Фадорчук).

Детальные исследования, проведенные В.Г. Батановой в 1987—1989 гг., показали, что дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс по составу, минералогическим и геохимическим характеристикам отличается от офиолитов. Он образовался в геодинамической обстановке энсиматической островной дуги, и его появление связано с тектонической перестройкой, обусловившей смену спредингового режима островодужным. Выделяются три типа массивов, отвечающих разным глубинным уровням магматических очагов и разным стадиям развития островной дуги. Подобный комплекс пород встречается в виде ксенолитов в лавах Алеутской дуги и в некоторых островодужных террейнах Аляски [171].

Ватынская серия представлена базальтами, туфами, кремнистыми породами альб-кампанского возраста [33, 98]. По структурному положению и вещественному составу различаются гытгынский кремнисто-эффузивный (альб—турон), олюторский кремнисто-вулканогенный (коньяк—кампан), ничакваямский эффузивный (кампан) комплексы. Базальты гытгынского комплекса относятся к низкокалиевым, умереннотитанистым толентам  $COX$  и абиссальных котловин, отличаясь от них большей степенью деплетированности. Олюторский комплекс сложен двумя вулканическими сериями, формирование которых происходило в структуре внутриокеанического подводного поднятия (типа Императорского хребта) с вулканами центрального типа. Ничакваямский комплекс формировался на больших глубинах, но выше уровня карбонатной компенсации. По химическому составу он сходен с базальтами  $COX$ , отличаясь от них повышенным содержанием щелочных и щелочноземельных элементов и высокой глиноземистостью. Эти особенности сближают их с базальтами начальных стадий развития краевых морей.

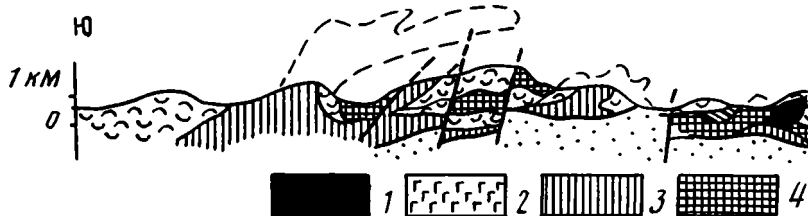


Рис. 31. Геологический профиль через Олюторскую систему покровов (составили А.Д. Казимиров, К.А. Крылов)

1 — дуниты, пироксениты; 2 — габброиды; 3—5 — ватынская серия (альб—кампан): 3 — вулканогенный тип (Снеговая пластина); 4 — вулканогенно-кремнистый тип (Эпильчикская пластина), 5 — кремнистый тип (Матыскенская пластина); 6 — эффузивы и туфы ачайваямской свиты (поздний кампан — палеоцен); 7 — терригенные отложения коряжской свиты (сенон—палеоцен)

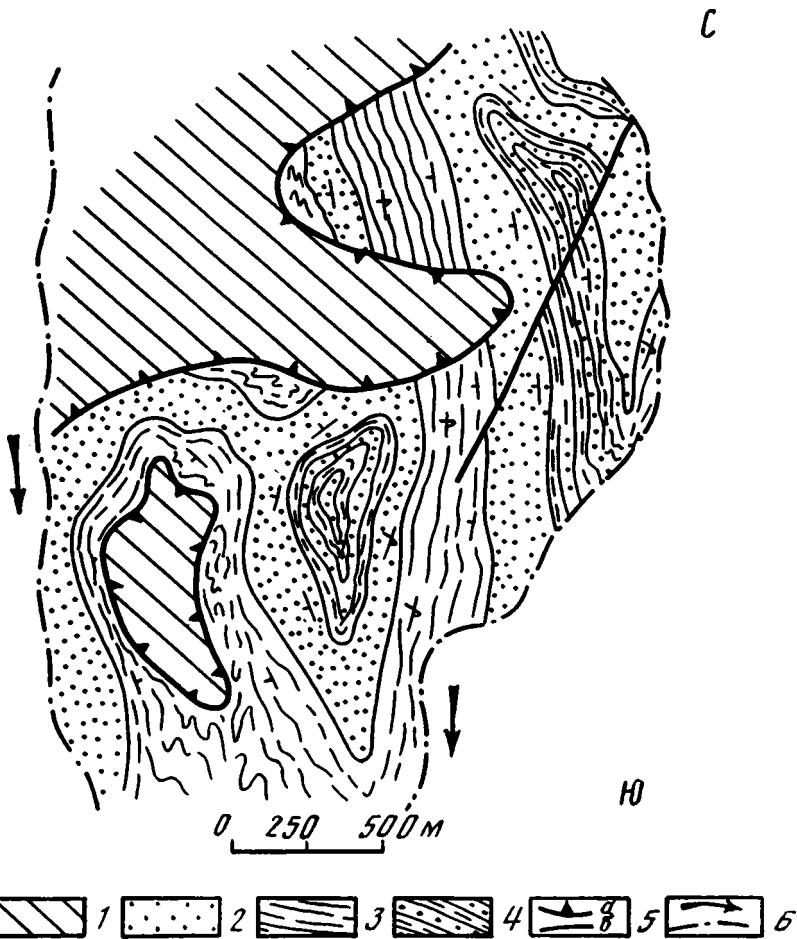
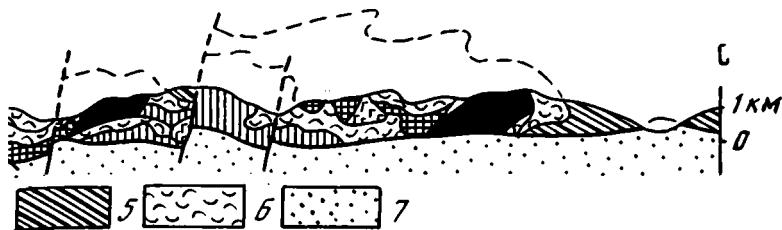


Рис. 32. Структурные взаимоотношения Ватынского аллохтона и пород коряжской серии в бассейне р. Яелваям

1 — ватынская серия; 2—4 — коряжская серия: 2 — песчаники, 3 — алевролиты, алевропелиты, 4 — флишондная пачка; 5 — разломы: а — надвиг, б — сброс; 6 — русла ручьев и направление течения



Ачайваямский комплекс (или мачевнинский по А.Н. Сухову) сложен базальтами, в меньшей степени андезитами, андезито-базальтами, разнообразными туфами, вулканическими брекчиями, горизонтами туфогенно-осадочных пород и туфосилицитов. Они залегают выше ватынской серии и охарактеризованы позднекампан-датским комплексом радиолярий, фораминифер и иноцерамов [33]. Вместе с телами габброидов и интрузиями диоритов и гранодиоритов (абсолютный возраст 76—72 млн лет) они образуют единую вулканоплутоническую островодужную ассоциацию [155]. Эти габброиды отличаются по своему составу и структурному положению от рассмотренного выше гипербазит-габбрового комплекса.

На Камчатке верхнемеловые образования Восточно-Камчатско-Олюторской зоны обнажаются в Срединном хребте и в восточных (Валагинском, Тумрок, Кумроч) хребтах. Существенную роль играют вулканогенно-осадочные толщи, объединяемые в вулканогенно-кремнисто-туфовую группу формаций [35].

На Центральной Камчатке развиты вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской серии (сантон—кампан), сложенные кремнистыми туфитами, туфами, яшмами с подчиненным количеством эффузивов основного состава. Выше залегают кирганикская свита грубообломочных туфов, туфоконгломератов, субшелочных эффузивов среднего и кислого состава и шошонитов (маастрихт—дат). К сожалению, палеотектоническая интерпретация вулкаников этих толщ затруднена, так как обычно они рассматриваются совместно [29].

Для кремнистых и кремнисто-глинистых пород характерна постоянная примесь пирокластического материала. Они часто содержат большое количество призматических слоев иноцерамов, ракушняковые прослои, реже обломки крупных раковин иноцерамов и других пелеципод. Кроме того, в кремнистых аргиллитах в отличие от яшм, помимо радиолярий, встречаются диатомовые водоросли и спикулы губок. Состав макрофауны, по мнению В.И. Гречина [35], свидетельствует о мелководных (не глубже 500 м) условиях осадконакопления на приостровных шельфах и склонах. Однако окатанный характер обломков раковин и призматических слоев указывает на их переотложенный характер и на возможность транспортировки мутьевыми потоками. Б.А. Марковский, В.К. Ротман считают, что данные отложения (вулканогенно-турбидитовая ассоциация) накапливались на континентальном склоне или вблизи него в океане.

Обломочные породы (туфы, терригенные и вулканотерригенные разности) целиком сложены вулканическим материалом. Это обломки разнообразных по составу эффузивов, кристаллов плагиоклазов, пироксенов, роговых обманок, вулканического стекла.

В более северных районах все вулканогенные образования объединены в ирунейскую серию. В.Н. Григорьев и М.Н. Шапиро [38] по аналогии с разрезами Олюторского сектора допускают ее широкий возрастной диапазон (альб—маастрихт). Характерно трехчленное строение разреза. Нижний комплекс сложен слабо дифференцированными высокотитанистыми и низкокальциевыми афировыми базальтами и красными яшмами, которые, вероятно, формирова-

лись в краевом море или океаническом бассейне. Средний комплекс представлен кремнисто-туфогенными отложениями с силлами диабазов и линзами базальтов. Верхний комплекс сложен непрерывно дифференцированной эффузивно-туфовой толщей с многочисленными субинтрузивными телами габбро, диоритов. Он формировался в островодужной обстановке с подводными вулканами центрального типа.

Эти данные позволяют проводить прямые корреляции вулканических серий Камчатки с ватынским и ачайваемским комплексами Корякского нагорья. Определенные аналогии можно провести между ультрабазитами Олюторского сектора и Левоандриановским дунит-клинопироксенит-монцонитовым комплексом, который развит вдоль тектонической границы Срединно-Камчатского массива с породами ирунейской серии. А.И. Ханчук [151] обращает внимание на существенное отличие Левоандриановского комплекса от типичных офиолитов и связывает его становление с формированием в маастрихт-датское время субкалиневых базальтов кирганикской свиты.

В Валагинском хребте верхнемеловые отложения принято объединять в единую валагинскую серию, нижняя часть которой относилась к терригенно-вулканомиктовой формации, близкой по составу к субаркозовой формации лесновской серии, а верхняя часть — к вулканогенно-кремнисто-туфовой формации. Недавние исследования, проведенные коллективом сотрудников Геологического института РАН, показали, что здесь развиты два самостоятельных СВК, находящиеся в тектонически совмещенном положении [97]. Подобно тектоническому взаимоотношению лесновской и ирунейской серий, терригенные породы занимают нижнее, а вулканогенные толщи — верхнее структурное положение. Нижний, кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (сенон—палеоцен) сложен разнообломочными туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, кремнистыми породами с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников. Отмечаются градационные и подводно-оползневые структуры. Предполагается, что субаркозовый материал поступал с запада, а вулканокластический — с востока.

Верхний, вулканогенно-кремнисто-туфовой комплекс представлен базальтами, андезитами, туфобрекчиями основного и среднего состава, гиалокластитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфосилицитами, яшмоидами. В верхней части разреза сосредоточены туфы ультраосновного состава и меймечиты [84]. По содержанию U, Th, и K/U низкотитанистые малоглиноземистые базальты близки к известково-щелочным породам Марианской островной дуги [44], а вся ассоциация в целом может рассматриваться как островодужная.

Вулканогенно-кремнисто-туфовая формация слагает пакет, состоящий по крайней мере из двух тектонических пластин, наклоненных к юго-востоку и разделенных серпентинитовым меланжем [97, 119]. В составе серпентинитового меланжа встречаются тела родинитов, габброидов, массивных гарцбургитов, туфосилицитов, радиоляритов, базальтов, меймечитов, туфов основного состава. Кремнистые породы в меланже содержат позднесантонский—раннекампанский комплекс радиолярий, а туфосилициты из вышележащей пластины — позднекампанский—раннемаастрихтский комплекс радиолярий. Гарцбургиты и дуниты представляют собой тектонизированные ультрабазиты, характерные для офиолитовой ассоциации. Они несут следы двух этапов пластических деформаций. Первый этап деформаций происходил в условиях высоких температур и низких давлений, что характерно для спрединговых зон. Второй этап деформаций, напротив, характеризовался высокими давлениями и низкими температурами, что может быть связано с процессом надвигания пластин океанической мантии и коры в глубоководных желобах [188].

В хребте Кумроч широко развиты покровно-чешуйчатые структуры [154, 161], которые насчитывают три этапа тектонических деформаций: на рубеже мела—

палеогена, в позднем эоцене и в позднем миоцене. Вулканогенно-кремнисто-туфовая формация (хапицкая свита) представлена туфами и лавами базальтового и андезитово-базальтового состава с прослоями вулканотерригенных и тефрогенных гравелитов, песчаников, алевролитов и кремнистых пород ( $K_2km_3—P_1$ ). В отличие от ирунейской серии среди кремнистых пород уменьшается количество яшм, а кремнистые аргиллиты не содержат остатков макрофауны. Значительно большую роль в составе формации играют вулканотерригенные ассоциации: флишевая (дроздовская свита), кремнисто-алеврито-песчаная (ветловская свита), песчаная (станиславская свита). Все СВК образовались в структуре островной дуги, задуговым и преддуговым бассейнах. Особое место занимает кремнисто-базальтовый СВК ( $K_2km—P_1$ ), слагающий отдельные пластины среди пород ветловской свиты. Он представлен базальтами СОХ, пелагическими кремнями, прослоями металлоносных осадков, известняков, что позволяет рассматривать всю ассоциацию как океаническую [154]. Здесь имеются также олистостромовые образования (поздний маастрихт — дат), зоны терригенного меланжа и пластина серпентинитового меланжа с блоками вулканогенно-кремнистых пород, туфов, габбро, родинитов, диабазов, гарцбургитов, дунитов, хромитов, амфиболитов, плагиогранитов. Комплекс радиолярий, выделенный из блока кремнистых пород, по мнению Н.Ю. Брагина, имеет апт-альбский, а по мнению В.С. Вишневецкой — альб-туронский возраст [95].

Верхнемеловые образования Восточных хребтов Камчатки имеют покровно-чешуйчатое строение. Система крутых надвигов и складчатые структуры характеризуются общим наклоном к юго-востоку. К плоскостям надвигов часто приурочены тела серпентинитового меланжа, серпентинитов и габброидов. Подобная структура возникла в результате горизонтального сокращения сорванных со своего основания вулканогенно-осадочных толщ. Амплитуда перемещений оценивается в несколько десятков километров при общем сокращении пространства в 2,5—3 раза [162]. Подобная структура, на наш взгляд, отвечает древним аккреционным призмам, сформировавшимся над погружающейся к западу сейсмофокальной зоной, по которой проходил общий поддвиг океанической плиты под структуры Центральной и Восточной Камчатки. На это прямо указывают данные Н.В. Цуканова и А.В. Федорчука о наличии толентов СОХ и внутриплитных океанических базальтов в меланже и пластинах среди толщ внешнего склона островной дуги. Однако М.Н. Шапиро и его соавторы [162], обсуждая эту модель как один из возможных вариантов, отвергают аккреционную трактовку. Более сложную модель смены во времени обдуктивных явлений (рубеж мела—палеогена) поддвигом океанической коры под островную дугу (палеоген) предложили Н.В. Цуканов и В.П. Зинкевич [155].

Структура аккреционной призмы установлена на о-ве Карагинском [158]. Крайнее северо-западное положение занимает островодужный кремнисто-вулканогенный СВК ( $K_2s_2$ ) с блоком альб-туронских радиоляритов. Со стороны океана под него последовательно пододвинуты океанические офиолиты, вероятно, доальбского возраста, флишоидный СВК ( $K_2sn_2—P_1$ ) и аккреционно-субдукционный меланж. Формирование призмы происходило в эоцене.

Верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования известны также на полуостровах Озерном, Камчатского мыса, Кроноцком. Нередко они объединяются в самостоятельную структурно-формационную зону Восточных полуостровов. Однако в структурном отношении и по формационному составу слагающих толщ они достаточно сильно разнятся между собой. П-ов Озерный рассматривается в едином ряду структур с Восточной Камчаткой, п-ов Камчатского мыса относится к структуре Алеутской дуги, а Кроноцкий полуостров, вероятно, является продолжением поднятия Императорского хребта [82].

На п-ове Озерном вулканогенно-кремнисто-терригенная толща (кампан—маастрихт) перекрывает серпентинитовый меланж, в составе которого встречаются

лись в краевом море или океаническом бассейне. Средний комплекс представлен кремнисто-туфогенными отложениями с силлами диабазов и линзами базальтов. Верхний комплекс сложен непрерывно дифференцированной эффузивно-туфовой толщей с многочисленными субинтрузивными телами габбро, диоритов. Он формировался в островодужной обстановке с подводными вулканами центрального типа.

Эти данные позволяют проводить прямые корреляции вулканических серий Камчатки с ватынским и ачайваемским комплексами Корякского нагорья. Определенные аналогии можно провести между ультрабазитами Олоторского сектора и Левоандриановским дунит-клинопироксенит-монцитонитовым комплексом, который развит вдоль тектонической границы Срединно-Камчатского массива с породами ирунейской серии. А.И. Ханчук [151] обращает внимание на существенное отличие Левоандриановского комплекса от типичных офиолитов и связывает его становление с формированием в маастрихт-датское время субкалийевых базальтов кирганикской свиты.

В Валагинском хребте верхнемеловые отложения принято объединять в единую валагинскую серию, нижняя часть которой относилась к терригенно-вулканомиктовой формации, близкой по составу к субаркозовой формации лесновской серии, а верхняя часть — к вулканогенно-кремнисто-туфовой формации. Недавние исследования, проведенные коллективом сотрудников Геологического института РАН, показали, что здесь развиты два самостоятельных СВК, находящиеся в тектонически совмещенном положении [97]. Подобно тектоническому взаимоотношению лесновской и ирунейской серий, терригенные породы занимают нижнее, а вулканогенные толщи — верхнее структурное положение. Нижний, кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (сенон—палеоцен) сложен разнообломочными туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, кремнистыми породами с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников. Отмечаются градационные и подводно-оползневые структуры. Предполагается, что субаркозовый материал поступал с запада, а вулканокластический — с востока.

Верхний, вулканогенно-кремнисто-туфовой комплекс представлен базальтами, андезитами, туфобрекчиями основного и среднего состава, гялокластитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфосилицитами, яшмоидами. В верхней части разреза сосредоточены туфы ультраосновного состава и меймечиты [84]. По содержанию U, Th, и K/U низкотитанистые малоглиноземистые базальты близки к известково-щелочным породам Марианской островной дуги [44], а вся ассоциация в целом может рассматриваться как островодужная.

Вулканогенно-кремнисто-туфовая формация слагает пакет, состоящий по крайней мере из двух тектонических пластин, наклоненных к юго-востоку и разделенных серпентинитовым меланжем [97, 119]. В составе серпентинитового меланжа встречаются тела родинитов, габброидов, массивных гарцбургитов, туфосилицитов, радиоляритов, базальтов, меймечитов, туфов основного состава. Кремнистые породы в меланже содержат позднесантонский—раннекампанский комплекс радиолярий, а туфосилициты из вышележащей пластины — позднекампанский—раннемаастрихтский комплекс радиолярий. Гарцбургиты и дуниты представляют собой тектонизированные ультрабазиты, характерные для офиолитовой ассоциации. Они несут следы двух этапов пластических деформаций. Первый этап деформаций происходил в условиях высоких температур и низких давлений, что характерно для спрединговых зон. Второй этап деформаций, напротив, характеризовался высокими давлениями и низкими температурами, что может быть связано с процессом надвигания пластин океанической мантии и коры в глубоководных желобах [188].

В хребте Кумроч широко развиты покровно-чешуйчатые структуры [154, 161], которые насчитывают три этапа тектонических деформаций: на рубеже мела—

палеогена, в позднем эоцене и в позднем миоцене. Вулканогенно-кремнисто-туфовая формация (хапицкая свита) представлена туфами и лавами базальтового и андезито-базальтового состава с прослоями вулканотерригенных и тефрогенных гравелитов, песчаников, алевролитов и кремнистых пород ( $K_2km_3—P_1$ ). В отличие от ирунейской серии среди кремнистых пород уменьшается количество яшм, а кремнистые аргиллиты не содержат остатков макрофауны. Значительно большую роль в составе формации играют вулканотерригенные ассоциации: флишевая (дроздовская свита), кремнисто-алевроито-песчаная (ветловская свита), песчаная (станиславская свита). Все СВК образовались в структуре островной дуги, задуговом и преддуговом бассейнах. Особое место занимает кремнисто-базальтовый СВК ( $K_2km—P_1$ ), слагающий отдельные пластины среди пород ветловской свиты. Он представлен базальтами СОХ, пелагическими кремнями, прослоями металлоносных осадков, известняков, что позволяет рассматривать всю ассоциацию как океаническую [154]. Здесь имеются также олистостромовые образования (поздний маастрихт — дат), зоны терригенного меланжа и пластина серпентинитового меланжа с блоками вулканогенно-кремнистых пород, туфов, габбро, родинитов, диабазов, гарцбургитов, дунитов, хромитов, амфиболитов, плагиогранитов. Комплекс радиолярий, выделенный из блока кремнистых пород, по мнению Н.Ю. Брагина, имеет апт-альбский, а по мнению В.С. Вишневской — альб-туронский возраст [95].

Верхнемеловые образования Восточных хребтов Камчатки имеют покровно-чешуйчатое строение. Система крутых надвигов и складчатые структуры характеризуются общим наклоном к юго-востоку. К плоскостям надвигов часто приурочены тела серпентинитового меланжа, серпентинитов и габброидов. Подобная структура возникла в результате горизонтального сокращения сорванных со своего основания вулканогенно-осадочных толщ. Амплитуда перемещений оценивается в несколько десятков километров при общем сокращении пространства в 2,5—3 раза [162]. Подобная структура, на наш взгляд, отвечает древним аккреционным призмам, сформировавшимся над погружающейся к западу сейсмофокальной зоной, по которой проходил общий поддвиг океанической плиты под структуры Центральной и Восточной Камчатки. На это прямо указывают данные Н.В. Цуканова и А.В. Федорчука о наличии толеитов СОХ и внутриплитных океанических базальтов в меланже и пластинах среди толщ внешнего склона островной дуги. Однако М.Н. Шапиро и его соавторы [162], обсуждая эту модель как один из возможных вариантов, отвергают аккреционную трактовку. Более сложную модель смены во времени обдуктивных явлений (рубеж мела—палеогена) поддвигом океанической коры под островную дугу (палеоген) предложили Н.В. Цуканов и В.П. Зинкевич [155].

Структура аккреционной призмы установлена на о-ве Карагинском [158]. Крайнее северо-западное положение занимает островодужный кремнисто-вулканогенный СВК ( $K_2s_2$ ) с блоком альб-туронских радиоляритов. Со стороны океана под него последовательно пододвинуты океанические офиолиты, вероятно, доальбского возраста, флишеидный СВК ( $K_2sn_2—P_1$ ) и аккреционно-субдукционный меланж. Формирование призмы происходило в эоцене.

Верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования известны также на полуостровах Озерном, Камчатского мыса, Кроноцком. Нередко они объединяются в самостоятельную структурно-формационную зону Восточных полуостровов. Однако в структурном отношении и по формационному составу слагающих толщ они достаточно сильно разнятся между собой. П-ов Озерный рассматривается в едином ряду структур с Восточной Камчаткой, п-ов Камчатского мыса относится к структуре Алеутской дуги, а Кроноцкий полуостров, вероятно, является продолжением поднятия Императорского хребта [82].

На п-ове Озерном вулканогенно-кремнисто-терригенная толща (кампан—маастрихт) перекрывает серпентинитовый меланж, в составе которого встречаются



блоки гипербазитов, габброидов, пикритов, диабазов, кремней, кремнистых аргиллитов, песчаников, алевролитов. В одном из блоков кремней были обнаружены сеноманские радиолярии [96]. Близкий комплекс радиолярий был обнаружен также в кремнисто-вулканогенных образованиях о-ва Карагинского, и он сходен с ватынским комплексом. Кампан-маастрихтские отложения рассматриваются как островодужные образования, а меланж — как меланократовый фундамент.

Полуостров Камчатский мыс имеет покровно-складчатое строение [82, 95, 152]. Нижним структурным элементом являются габброиды Оленегорского массива. Аллохтон состоит из четырех покровов. Первый, третий и четвертый аллохтонные комплексы сложены породами африканской серии, различающимися между собой внутренним строением, стратиграфическим объемом и полнотой разрезов. В основании верхнего, четвертого покрова располагается зона серпентинитового меланжа. Второй аллохтонный комплекс сложен серпентинитовым меланжем с крупными блоками и пластинами гипербазитов и габброидов (Солдатский массив). В составе меланжа встречаются глыбы и блоки габбро, диабазов, кремнистых пород, туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, амфиболитов, зеленых сланцев. Амфиболиты образовались по вулканогенным породам (температура 510—490 и 450—430°С) и по геохимическим особенностям сходны с амфиболитами современных океанов [165].

Оленегорский массив представляет собой сложно "стратифицированный" фрагмент меланократового фундамента [82, 152]. В нижней части развиты полосчатые и гнейсовидные оливиновые и двупироксеновые габбро, которые вверх сменяются массивными и пятнисто-полосчатыми диаллаговыми габбро. Среди габброидов встречаются тела (ксенолиты) перидотитов. Верхняя часть сложена массивными и шаровыми базальтами, базальтовыми порфиритами с многочисленными телами и дайками габбро-диабазов, габбро и базальтов. Широко развиты зоны рассланцевания, катаклаза, милонитов и амфиболовых динамосланцев. Габбро и диабазы Оленегорского массива (радиологический возраст 950—870 млн лет, К-Аг метод) сопоставляются с основными породами СОХ и ложа океанов [165]. Вероятно, часть габбро, а также диабазов и базальтов имеет более молодой, юрско-раннемеловой возраст (К-Аг метод), соответственно 172—151 и 141—122 млн лет [146].

Характер контакта Оленегорского массива с базальтами африканской серии трактуется различно. Одни исследователи (М.Н. Шапиро, В.П. Зинкевич и др.) считают его тектоническим, а другие (М.С. Марков, М.Ю. Хотин, С.В. Высоккий, А.Р. Бехтольд и др.) — стратиграфическим.

Солдатский массив сложен гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов. Отмечается определенное сходство гипербазитов Солдатского массива и ультраосновных тел Оленегорского массива, что позволяет считать их или фрагментами мантии, захваченной основным расплавом [104], или продуктами дифференциации единого магматического расплава [16, 165]. Последние авторы относят их вместе с базальтами и дайками верхней части Оленегорского массива к офиолитовой ассоциации. Среди офиолитов встречаются плагиограниты, кварцевые кератофиры и риолиты [55]. Некоторые тела прорывают вулканогенно-кремнистые породы африканской серии.

Вулканогенно-кремнистые и терригенные породы африканской серии наиболее подробно описал М.Ю. Хотин [152]. Ее возраст определялся единичными находками верхнемеловых фораминифер, меловым спорово-пыльцевым комплексом и позднеюрско-раннемеловыми радиоляриями. Недавно в яшмах Н.Ю. Брагин определил альб-сеноманские радиолярии [195]. Верхний возрастной предел африканской серии устанавливается по несогласному налеганию пород столбовской свиты (палеоцен—олигоцен).

Нижняя часть разреза африканской серии (смагинская свита и нижняя подсвита пикежской свиты) представлена эффузивно-туфово-кремнистой формацией, состоя-

шей из двух породных ассоциаций — эффузивно-гиалокластитовой и туфово-кремнистой. Вулканыты по химическому составу и распределению РЗЭ относятся к океаническим толеитам [16, 152]. Туфово-кремнистая ассоциация имеет иной андезитовый и андезито-базальтовый источник вулканизма. Пирокластический материал поступал из удаленных подводных или наземных вулканов центрального типа, располагавшихся западнее, в пределах Восточной Камчатки. Накопление эффузивно-туфово-кремнистой формации происходило в океанической области в глубоководных условиях, вдали от источников терригенного материала.

Верхняя часть африканской серии (верхняя подсвета пикежской свиты) сложена толщей неравномерной чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемой в качестве субаркозовой терригенной формации [152]. Песчаники состоят из обломков полевых шпатов (55—60%), кварца (20—25%), биотита (5—8%) и в меньшем количестве пироксенов, рудных и аксессуарных минералов. Обломочные породы представлены кварцитами, зелеными сланцами, андезитами, липаритами, плагиогранитами, диорит-порфиридами и аргиллитами. Отмечаются единичные прослои конгломератов, галька которых сложена плагиогранитами и риолитами, аналогичными по составу с отмечавшимися выше телами плагиогранитов и риолитов Камчатского мыса [55]. Это позволяет говорить о местных источниках сноса. Предполагается, что крупные массивы плагиогранитов, не вскрытые эрозией, располагаются на самом Камчатском мысе и в пределах шельфа, что дает возможность отказаться от представлений об удаленном, гипотетическом "беринговоморском сиалическом" источнике сноса.

По мнению сотрудников ИЛСАН [147], африканская серия представляет собой тектонически совмещенные фрагменты четырех самостоятельных СВК. Тектонокластическая толща палеогенового возраста с реликтами стратиграфического контакта, с породами Оленегорского массива ранее рассматривалась как нижняя часть смагинской свиты. Она сложена обломочными породами от грубых брекчий до красных алевропелитов с потоками базальтов океанического типа. Вулканокластическая толща позднеэоценового возраста состоит из алевропсаммитовых туффитов, туфосилицитов, лавово-пирокластических образований островодужного генезиса; вверх по разрезу постепенно сменяется породами верхней части пикежской свиты. Комплекс яшм, кремнисто-карбонатных пород, океанических ферротолентов (валанжин—сеноман, апт—сеноман, альб—турон) слагает тектонические пластины или олистолиты среди туфосилицитов вулканической толщи. Пачка кремнистых туффитов включает брекчий и конгломераты пород Оленегорского массива (кампан—маастрихт). По всей вероятности, мы имеем дело с аккреционным комплексом, в котором можно выделить образования собственно аккреционной призмы (второй—четвертый СВК) и фрагмент аккретированного террейна (Оленегорский массив и тектонокластический СВК). Туфосилициты вулканокластической толщи могут быть осадками желоба, в который со стороны островной дуги сносились вулканокластические образования, а с внешней стороны — олистолиты и тектонические отторженцы океанической коры. К сожалению, излишняя схематичность и противоречивость геологической информации в статьях А.В. Федорчука и др. [146, 147] не позволяют сделать окончательные выводы.

На Кроноцком полуострове мы установили покровно-складчатую структуру верхнемеловых образований. Весь комплекс пород смят в достаточно простые антиформные и синформные складки, которые несогласно перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями кроноцкой серии (палеоцен—эоцен). Нижний структурный элемент, обнажающийся в ядрах антиформ, сложен толщей шаровых базальтов, фтанитов, туфосилицитов, туфов, гиалокластитов, туффитов. Возраст ее определяется по радиоляриям как коньяк-кампанский. Выше располагается

пластина серпентинитового меланжа, который содержит глыбы гарцбургитов, лерцолитов, плагиогранитов (часто катаклазированных), родингитов, габброндов, хромититов. Верхняя пластина сложена базальтами, гиалокластитам, туфами, туфогенно-осадочными породами, конгломератами. В разрезе верхней пластины уже заметную роль играют кислые туфы и туфотурбидиты. Кремнистые туфопелиты содержат маастрихт-нижнепалеоценовый комплекс радиолярий.

Позднемеловые вулканиты относятся к высокоглиноземистым плагиотолемтам. Одни исследователи [121], считая их переходными образованиями между океаническими и островодужными толентами, предполагают, что излияние вулканитов происходило в структуре подводного вулканического хребта на стадии, предшествовавшей островной дуге. Другие исследователи [119], исходя из большего петрохимического родства с островодужными толентами, считают, что они сформировались уже в начальных этапах развития островных дуг. Здесь важно подчеркнуть, что хотя характер верхнемеловых отложений достаточно мелководный, особенно это касается отложений верхней пластины, но все же мы имеем дело с бассейновыми фациями, а не с отложениями структуры островной дуги. Излияния лав происходили в подводной обстановке по системе трещин, а не из вулканов центрального типа.

### *Палеотектоническая интерпретация*

В Камчатской складчатой системе по сравнению с Корякской развиты более молодые, главным образом позднемеловые, СВК. Занимая более внешнее положение в современной структуре континентальной окраины, они определяют общую тенденцию омоложения СВК в направлении к океану. Особенно отчетливо эта закономерность видна в размещении палеогеновых островодужных вулканоплутонических ассоциаций. На западе они имеют эоценовый возраст, в Среднем хребте — олигоцен-четвертичный, а на востоке — плиоцен-четвертичный [29].

Альбский и соответственно апт(?)-туронский возраст низов терригенных отложений и наиболее древних вулканогенно-кремнистых образований, резкое структурное и метаморфическое несоответствие между этими образованиями и комплексами домелового фундамента, с одной стороны, и верхнемеловыми толщами — с другой, являются показателями крупных тектонических перестроек доальбского времени. М.Н. Шапиро [97] считает, что тектонические движения конца раннего мела характеризуют один из поворотных моментов в истории Камчатки. Именно с этим этапом связано становление раннемелового гранитно-метаморфического слоя.

Формационный анализ и особенности пространственного положения верхнемеловых комплексов дают возможность реконструировать палеотектонические обстановки позднемелового времени. Самое западное (приконтинентальное) положение занимают терригенные толщи Западно-Камчатско-Укэляятской зоны. В их составе выделяются отложения шельфов, долинно-верных систем континентального склона и подножия, области гемипелагической и пелагической седиментации с зонами базальтового рифтогенного вулканизма. Внешний шельфовый край Азиатского континента сложен на севере аккреционными комплексами Корякской складчатой системы и разрезами бассейна р. Энычайваям, а на западе — Пенжинско-Анадырской системы. В Камчатском секторе он продолжается разрезами мыса Омгон, к северу и югу от которого граница континента проходила западнее области терригенной седиментации, и в современной структуре она скрыта под водами Охотского моря. Состав фауны свидетельствует о накоплении осадков в высоких широтах.

СВК Восточно-Камчатско-Олюторской зоны шарьрованы со стороны океана

на терригенные отложения Западно-Камчатско-Укляятской зоны. Первые проявления тектонического сгущивания метаморфических и меловых терригенных и вулканогенно-кремнистых комплексов датируются концом позднего мела на Камчатке и маастрихтом в Олюторском секторе. Формирование крупного Лесновско-Ватынского надвига произошло в досреднеэоценовое время. Амплитуда перемещений в северной части оценивается в 150 км, а в западной части — всего лишь в первые десятки километров. Однако если действительно существуют аналогии между терригенными отложениями Валагинского хребта и лесновской серией, а также ирунейской и валагинской сериями, то амплитуда перемещений возрастает до 135 км. Приуроченность к фронтальной части надвига ультрабазитов, габброидов и амфиболитов указывает на значительную глубину поверхности срыва, соответствующую границе коры и мантии.

Рассмотренные выше отложения, объединяемые ранее в вулканогенно-кремнисто-туфовую группу формаций, характеризуются значительными вариациями количественных соотношений основных компонентов, состава вулканитов, объема пирокластического и терригенного материала. Несмотря на все многообразие СВК, среди них выделяются два генетических типа: океанические вулканогенно-кремнистые образования ватынской, ирунейской, африканской серий (альб—кампан) и близкие по составу базальты лесновской серии, хозгонской и ветловской свит; островодужные образования верхнего кампана — палеоцена ачайваемского комплекса, верхних частей ирунейской и валагинской серий, кирганинской, хапицкой свит и др. Подобное деление на океанические и островодужные серии, к сожалению, в достаточной степени условно, так как, во-первых, нет полных аналогий с современными эталонами, а во-вторых, степень стратиграфической и тектонической изученности недостаточна для обоснованной разбраковки объектов на самостоятельные СВК. Тем не менее уже сейчас можно уверенно говорить о совмещении океанических и островодужных СВК в результате аккреции.

Принимая во внимание данные по строению и составу Яранайского аккреционного комплекса, можно предполагать, что в позднемеловое — домаастрихтское время вблизи Азиатского континента существовала область с формирующейся молодой океанической корой, фрагменты которой устанавливаются в структурах Корякского нагорья и Камчатки. По составу вулканитов выделяются базальты океанического дна и СОХ (якенмывеемская, ваамычгынская, гытгынская, ничакваямская толщи, нижняя часть ирунейской серии, смагинская свита), океанических островов и поднятий (олюторская толща ватынской серии, возможно, коньяк—кампан Кроноцкого полуострова).

Область позднемеловой (альб—кампанской) океанической коры возникла в результате рифтогенных процессов. Рифтогенная природа определяется составом вулканитов, гетерогенным строением фундамента, включающего сиалический блок, древние метаморфические меланократовые комплексы и собственно океаническую кору. Однако по имеющимся данным трудно судить, была ли это структура с симметричным спредингом, подобная Восточно-Тихоокеанскому поднятию, или это был ряд зон с рассеянным спредингом. Важно, что к востоку от этой структуры на широте Северной Камчатки и Корякского нагорья со стороны Тихого океана располагалась область с более древней и холодной океанической корой позднеловского—раннемелового возраста. Современным ее фрагментом является Алеутская котловина.

Интересную информацию по этому вопросу дает изучение кремнистых пород и содержащейся в них микрофауны. Комплексы радиолярий нижнего и среднего мела (апт—турон) характерны для открытых бассейнов с нормальной океанической соленостью. Яшмы и кремни ватынской серии накапливались на краю абиссальной котловины. Некоторое видовое обеднение радиоляриевых комплексов

п-ова Озерного может быть связано или с климатическими изменениями (умеренная или бореальная область), или с относительной изоляцией бассейна от пелагиали [95].

В.С. Вишневская [26] считает, что радиоляриевые комплексы альб-сеномана Северной Камчатки отличаются, с одной стороны, от центральнотихоокеанских и тропических, а с другой — от корякских. Корякские комплексы характеризуют более высокие широты (40—45° с.ш.) и отвечают северной границе умеренно субтропической провинции; северокамчатские соответствуют 30—35° с.ш., восточносахалинские — 25° с.ш., а отдельные аккреционные пластины Камчатского мыса — 10—20° с.ш. (субтропические).

В поздне меловое время появляются первые островодужные серии, маркирующие возникновение новой конвергентной границы плит и структур зоны перехода континент—океан. Палеомагнитные данные по островодужным СВК указывают на широты, близкие к современным. Верхнемеловые радиоляриевые комплексы Валагинского и Срединного хребтов отвечают осадкам абиссальных равнин и умеренных широт [26]. Причем в латеральном ряду кремнистых пород наиболее близкое к континентальному склону положение занимали турбидито-пелагические туфосилициты хозгонской свиты. Отличный от других мелководный комплекс, включающий спикулы губок, содержится в коньяк-раннекампанских туфосилицитах Кроноцкого полуострова. Маастрихт-датские и маастрихт-палеоценовые туфосилициты хребта Кумроч и Кроноцкого полуострова накапливались непосредственно в зоне перехода океан—континент [95]. Кампан-раннепалеоценовые комплексы хребта Ширшова и ватынской серии являются типично холодноводными, накапливавшимися в открытом глубоководном бассейне [35].

В кирганикской свите наряду с мелководными и даже континентальными фациями встречаются глубоководные фации с одиночными кораллами, губки и бентосные фораминиферы, характерные для бореальных и даже арктическо-бореальных морей [110]. Следовательно, накопление верхнемеловых островодужных толщ Камчатки происходило в достаточно высоких широтах.

Таким образом, для альб-кампанского времени латеральный ряд структур представляется в следующем виде: Азиатский континент — континентальный склон и подножие (Западно-Камчатско-Укэлаятская зона) — область с формирующейся океанической корой поздне мелового возраста (Восточно-Камчатско-Олюторская зона) — область с океанической корой позднеюрско-ранне мелового возраста (Алеутская котловина).

С заложением в позднем кампане островной дуги или системы островных дуг часть океана, прилежащая к континенту, оказалась отшнурованной и стала развиваться как краевое море. Во внешней части дуги (дуг) формировался аккреционный комплекс, прослеживающийся в структурах Восточной Камчатки и о-ва Карагинского. Латеральный ряд выглядел следующим образом: континент — континентальный склон и подножие — краевое море — островная дуга (дуги) с аккреционным комплексом — океаническое ложе.

## ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Северным ограничением Западно-Корякской и Корякско-Камчатской складчатых областей являются структуры Чукотского полуострова. Они объединяются в составе Чукотской складчатой области или Анойско-Чукотской складчатой системы мезозоид. На современном структурном плане отчетливо видно, как корякские структуры по мере приближения к Чукотскому сегменту распадаются на две ветви. Одни из них — Пекульнейская ветвь, вклиниваясь в структуры Чукотского блока, возможно, слепо заканчивается или продолжается в структурах Южно-Анойской складчатой системы, которая является юго-западным ограничением Анойско-Чукотских мезозоид. Другая — Беринговская ветвь корякских структур, огибая с юга чукотские структуры, продолжается на шельф Берингового моря. В пределах Чукотской складчатой области выделяются следующие структурные элементы: Анойско-Чукотская, Колычинско-Крестовская, Танюрер-Золотогорская, Пекульнейская складчатые системы, Восточно-Чукотский кристаллические массив и Восточно-Чукотский сектор ОЧВП.

## АНОЙСКО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Анойско-Чукотская система сложена палеозойско-раннемезозойскими миогеосинклинальными сериями, в составе которых отсутствуют или локально развиты отложения верхнего палеозоя. Мезозойские отложения (анойская серия) залегают с угловым или стратиграфическим несогласием на палеозое. Они представлены терригенными породами с прослоями кремнистых сланцев и туфитов основного состава.

Нижняя часть анойской серии ( $T_1—T_2$ ) относится к аспидной формации (мощность 2000 м), а верхняя ( $T_3—J_1$ ) — к флишоидной (мощностью 3—4 км). Миогеосинклинальный комплекс Анойско-Чукотской системы интерпретируется как отложения пассивной континентальной окраины [102]. В ряде мест породы анойской серии пронизаны многочисленными дайками, силлами и штоками диабазов, габбро-диабазов с абсолютным возрастом 231, 225 млн лет (К-Аг метод). Становление диабазовой формации С.М. Тильман связывает с этапом утонения континентальной коры.

## ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКИЙ МАССИВ

Восточно-Чукотский кристаллический массив сложен архейскими и протерозойскими метаморфическими образованиями. Радиологические данные (К-Аг метод) 1630—67 млн лет [46] указывают на дорифейский возраст континентальной коры и широкое развитие процессов ремобилизации древней коры, приведших в мезозое к формированию гнейсовых куполов. Обращается внимание на сходство докембрия с метаморфическими толщами Северной Аляски и о-ва Врангеля, что позволяет говорить о жестких структурных связях между ними (Берингия по С.В. Обручеву; Эскимосский массив по В.Ф. Белому, В.И. Шульдинеру, В.Ф. Недомолвкину; Гиперборейская плита по М.В. Муратову; Арктида и по Л.П. Зоненшайну и Л.М. Натопову).

Чехол массива сложен карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями ордовика, силура, девона, карбона. Нижнетриасовые отложения представлены мелководными осадками, накапливавшимися в опресненных бассейнах и лагунах [68].

Традиционные представления о Восточно-Чукотском массиве как о фундаменте Анойско-Чукотской системы, по мнению автора данной монографии, не столь

очевидны. Во-первых, разрез чехла массива отличается от миогеосинклинального разреза Анюйско-Чукотских мезозоид. Во-вторых, эти структуры разделены вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами Колючинско-Крестовской системы.

### КОЛЮЧИНСКО-КРЕСТОВСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В бассейнах рек залива Креста, Колючинской губы и р. Кымынейшем развиты эвгеосинклинальные кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения с телами гипербазитов, габбро и плагиогранитов [27]. Часто они сопоставлялись с верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями Южно-Анюйской зоны. Недавно были фаунистически подтверждены представления С.М. Тильмана о триасовом возрасте. Верхнетриасовая фауна имеет довольно своеобразный состав [144]. Большинство видов крайне редко встречаются на Северо-Востоке СССР (верховья р. Большой Анюй, восточное побережье Пенжинской губы, хребт Кэнкэрэн) и неизвестны в Анюйско-Чукотской складчатой системе. Весь комплекс, имея общие виды как с бореальной фауной мезозоид и поздних мезозоид, так и с тетической фауной хребта Кэнкэрэн, отличается от них, являясь как бы переходным. Обращается внимание на его сходство с фауной Аляски.

В Заливокрестовской зоне "эвгеосинклинальные" образования представлены толщей спилитов, андезитовых порфиритов, кератофилов, туфогенно-осадочных, кремнистых, терригенных пород и известняков. Выделяются глинисто-песчаниковая, глинисто-кремнисто-вулканогенная, кремнисто-вулканогенная, вулканогенная и туфотурбидитная ассоциации. Их отношения в пространстве и в разрезах варьируют, что придает толще пестрый характер.

Тела ультрабазит-габбрового комплекса часто имеют чешуйчатые структуры с зонами милонитизации, расланцевания (Г.А. Тынанкергаев и др., 1985, 1987 гг.). Нередко они надвинуты на породы амгуэмской свиты ( $T_{1-2}$ ), которые вдоль контакта оказываются закатанными в серпентиниты.

Колючинская зона сложена песчаниками, алевролитами, зелеными сланцами, кремнистыми, карбонатно-кремнистыми сланцами, реже известняками и кремнистыми породами. Вулканыты представлены диабазовыми порфиритами, диабазами, спилитами с подушечной отдельностью. Среди гипербазитов различаются гарцбургиты, перидотиты, дуниты, лерцолиты, верлиты. К габбро-плагиогранитной формации относятся габбро-диабазы, горнблендиты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты.

Весь комплекс вулканогенно-осадочных, ультраосновных и габбро-плагиогранитных пород относится к образованиям океанического ряда. Предполагается, что его образование было вызвано процессами деструкции архейского фундамента Эскимосского массива (С.М. Тильман, В.Ф. Белый и др.). Однако нельзя исключить, что это реликты северной части Панталассы, которая разделяла Сибирский и Американский континенты. Здесь же размещались Анюйско-Чукотский, Восточно-Чукотский и Аляскинский континентальные блоки. При любой, деструктивной или аккреционной, интерпретации они оказались спаянными в единый Чукотско-Аляскинский блок в предпозднеюрское время. Во-первых, все эти структуры с резким несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными морскими и континентальными молассами оксфорда-готерива. Во-вторых, они интродуцированы мезозойскими гранитоидами. К первой фазе относятся среднепозднеюрские гранодиориты, становление которых предшествовало накоплению моласс. Диориты, кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты второй фазы прорывают валанжинские отложения. Их радиологический возраст 150—110 млн лет (К-Аг метод [46]). Биотитовые граниты третьей фазы имеют радиологический возраст 105—85 млн лет (К-Аг метод) и 84—76 млн (Rb-Sr метод)[40] (при изотопном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,708-0,717$ ).

Структуры Чукотского полуострова перекрываются вулканогенными сериями ОЧВП. Принято считать, что их фундаментом являются структуры Чукотских мезозоид. Однако это справедливо лишь для северной половины, где в единый блок были объединены структуры Анюйско-Чукотской, Колочинско-Крестовской систем и Восточно-Чукотского кристаллического массива. К югу из-под верхнемеловых вулканитов пояса обнажаются СВК Пекульнейской системы покровов и Танюрер-Золотогорской складчатой системы. Нередко последняя рассматривается как продолжение Пенжинско-Анадырской складчатой системы [98, 136, 148]. Ниже будет показано, что здесь формировался аккреционный край Чукотского континентального блока и поэтому Танюрер-Золотогорскую систему не следует объединять с аккреционными структурами Сибирского континента. Таким образом, и в этой части ОЧВП по типу фундамента можно выделить две зоны — тыловую (материковую) и фронтальную (аккреционную).

### ТАНЮРЕР-ЗОЛОТОГОРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Метаморфические комплексы хребта Золотого — верховьев р. Танюрер образовались в условиях высоких температур и низких давлений [4]. Их выходы пространственно связаны с полем распространения меловых гранитоидов. По радиологическим данным время метаморфизма определяется в интервале 110—85 млн лет. (К-Аг метод [120]). В междуречье рек Танюрер и Кончалан зеленосланцевому метаморфизму подверглись терригенные и вулканогенно-осадочные образования, содержащие фауну нижнего карбона и флору перми.

В хребте Золотом обнажаются метаморфизованные верхнеюрско-нижнемеловые образования ([4, 120], В.И. Кичанов и др., 1978, 1979 гг.). Они сложены вулканитами основного, среднего, кислого состава, песчаниками, гравелитами. К валанжинскому ярусу относятся песчаники, алевролиты. Песчаники содержат обломки кварца, полевых шпатов (преобладает КПШ), алевролитов, метаморфических сланцев, рудных минералов. Готеривский ярус в нижней части представлен толщей переслаивания аргиллитов, алевролитов с редкими прослоями песчаников (мощность 1000 м), а в верхней — груборитмичным чередованием песчаников, алевролитов, гравелитов (мощность 800 м). Песчаники состоят из обломков андезитов, базальтов, липаритов (40—60%) и осадочных пород (10—30%), кварца, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов. В гравелитах встречаются обломки гранитов и гранит-порфиров. Для вулканогенно-терригенной толщи верхней юры — нижнего мела характерен зональный метаморфизм: зеленосланцевая — эпидот-амфиболитовая—амфиболитовая фации. К нижнему мелу также относится вулканогенно-осадочная толща ОЧВП с флорой апт-альбского яруса (мощность 750—1000 м).

Среди магматических образований выделяются габбро-амфиболитовый, мигматит-гранитный и субвулканический комплексы. Габбро-амфиболитовый комплекс сложен габбро-норитами, превращенными в амфиболиты, и рвущими их диоритами, превращенными в лейкократовые биотитовые амфиболиты. С их выходами на поверхность среди готеривских отложений связаны положительные аномалии силы тяжести. Предполагается сплошное развитие пород габбро-амфиболитового комплекса в качестве фундамента зеленосланцевых толщ.

Мигматит-гранитный комплекс (гранито-гнейсы, мигматиты, двуслюдяные и биотитовые граниты, гранит-аплиты), развит в зонах амфиболитового метаморфизма вулканогенно-терригенных толщ верхней юры — нижнего мела. Радиологический возраст мигматитов 100 млн лет [120], а двуслюдяных гранитов — 298 млн лет [46].

Субвулканические тела и дайки диорит-порфиров, андезитовых порфиров, диабазов, габбро-диабазов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров комагматичны апт-альбским вулканитам ОЧВП. Есть также дайки диабазов — 186 млн лет [120].



Верхнеюрско-нижнемеловые комплексы хребта Золотого, на наш взгляд, можно интерпретировать как островодужные образования. С последними этапами развития дуги было связано образование гранитно-метаморфического слоя. Продукты ее разрушения фиксируются в осадках северных разрезов Алькатваамской зоны. Более древние цифры, вероятно, отвечают реликтам древней континентальной коры [54], фрагменты которой встречаются также в междуречье рек Танюрер и Кончалан. По времени вулканизма и составу обломочного материала Золотогорская островная дуга отличается от Кэнкэрэнской островной дуги, располагавшейся в переходной зоне Азиатского континента. Золотогорская дуга развивалась в переходной зоне Чукотского континентального блока. С ее приращением к континентальному блоку было связано образование надвигов, плоскости которых на севере падают на юго-восток, а на юге — на северо-запад. Аккреция, вероятно, произошла до накопления вулканогенно-осадочной толщи апта—альба, выходы которой известны также севернее Танюрер-Золотогорской складчатой системы, уже в пределах Чукотского блока. После ее вхождения в состав Чукотского континентального блока начала формироваться Восточно-Чукотская ветвь ОЧВП. В современной структуре Золотогорской зоне соответствует приподнятое положение границ Конрада и Мохо.

### ПЕКУЛЬНЕЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Хребет Пекульней расположен на стыке Корякских структур и Чукотских мезозойд, что определило повышенный интерес к его геологии. В последние годы здесь работали М.С. Марков, Г.Е. Некрасов, С.А. Паланджян, С.С. Зимин, Б.А. Марковский, В.Е. Стерлигова, А.Д. Чехов, И.Л. Жуланова, А.И. Перцев, Г.П. Терехова и другие исследователи, материалы которых использованы при написании данного раздела. Несмотря на достаточно хорошую изученность, многие вопросы остаются еще дискуссионными. Имеются разночтения относительно положения хребта Пекульней в общей структуре Корякско-Чукотского региона. Большинство исследователей (С.М. Тильман, А.Д. Чехов и др.) относят структуры хребта Пекульней к Таловско-Пекульнейской зоне [98]. М.С. Марков и Г.Е. Некрасов [83] выделяют его в самостоятельную Чукотскую ветвь Пенжинско-Анадырских структур, подчеркивая тем самым тесную связь со структурами мезозойд.

Хребет Пекульней имеет покровное строение, что впервые было установлено Г.Е. Некрасовым, выделившим автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный комплексы. Автохтон имеет сложное строение и состоит из двух блоков. В Западном блоке обнажаются терригенные отложения волжского яруса — валанжина с горизонтами основных лав. На них ложатся кислые вулканы с прослоями песчаников, туфопесчаников, алевролитов верхнего валанжина — нижнего готерива. Общая мощность нижнемеловых отложений достигает 2500 м. Они прорваны габбро-тоналит-плагιοгранитными и гранитными интрузиями, содержащими ксенолиты кристаллического фундамента.

Породы фундамента слагают Восточный блок, который по крутому разлому надвинут на Западный. В основании метаморфического разреза, в ядре купольной структуры, обнажаются амфибол-двопироксеновые кристаллические сланцы и эндербиты с телами плагигнейсов, агматитов и мигматитов. Подобная ассоциация пород соответствует гранулит-базитовому слою земной коры континентального типа [83]. Древний возраст метаморфических пород подтверждается радиологическими данными (2,9—2,4 млрд лет), полученными Rb-Rb термоизохронным методом [97]. На крыльях купола среди кристаллических сланцев развиты габбро-нориты, анортозиты, оливин-пироксеновые габбро, лерцолиты. Венчается разрез метаморфического комплекса амфиболовыми габбро,

диоритами, тоналитами, плагиогранитами. Предполагается существование двух разновозрастных комплексов габброидов. Один из них — древний, раннепротерозойский, рассматривается как реликт протоокеанических структур, а другой — новообразованный, возникший в период формирования зоны растяжения

Метаморфические образования перекрываются карбонатно-терригенно-угленосными отложениями, сходными по составу с пермско-нижнетриасовыми отложениями Чукотских мезозойд [83]. Фундамент и чехол прорваны дайками, базальтами образующими систему параллельных даек долеритов, диабазов, базальтов, кварцевых диорит-порфириров и фельзитов. Несмотря на разнообразие состава, по петрохимическим особенностям породы дайкового комплекса относятся к толентово-известково-щелочной серии и генетически связаны с верхними частями габброидного комплекса [90, 98]. Радиологический возраст (К-Аг метод) плагиогранитов из дайкового комплекса  $135 \pm 5$  млн лет, а гранодиоритов и плагиогранитов, интрузирующих метаморфический комплекс,  $226 \pm 6$  —  $195 \pm 6$  млн лет.

Выше с резким несогласием залегает толща чередования гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с потоками андезито-дацитов, липаритов. Мощность этой толщи 1500—2000 м, а возраст берриас-валанжин. Берриас-валанжинские отложения сменяются вверх по разрезу "диким флишем" готерива: известковистые песчаники, алевролиты с горизонтами плохо сортированных валунно-галечных конгломератов из обломков офиолитов, гранитов, габбро, порфириров, метаморфических и терригенно-кремнистых пород. Мощность флиша 1250 м.

В состав аллохтона входят тектонический меланж, вулканогенно-кремнистая толща верхней юры — валанжина (пекульнейвеемская свита) и пикрит-диабаз-базальтовая толща готерива. Аллохтонный комплекс расчленен на ряд пластин мощностью до 1 км. Меланж занимает нижнее структурное положение. По составу цемента он отличается от серпентинитовых меланжей Корякского нагорья. Цемент сложен актинолит-хлоритовыми, эпидотовыми и серпентинсодержащими сланцами, образовавшимися по породам пикрит-диабаз-базальтовой толщи [47, 99].

В меланже содержатся блоки зеленых сланцев, серпентинитов, габбро-амфиболитов, пород пекульнейвеемской свиты и пикрит-диабаз-базальтовой толщи. В северной части в составе меланжа есть выходы меланократового фундамента. Нижняя часть (мощность 1000 м) сложена шпинелевыми лерцолитами с незначительным количеством дунитов, средняя часть (мощность 300 м) — гранат-шпинелевыми клинопироксенитами, вебстеритами с линзами и телами эклогитов. Они сопоставляются со шпинель-лерцолит-эклогитовой ассоциацией мантии складчатых областей и Сибирской платформы [83, 93, 98] и рассматриваются как образования протоокеанических структур [97]. Верхняя дунит-верлитовая часть фундамента отвечает альпинотипным гипербазитам океанической литосферы.

Вулканогенно-кремнистая пекульнейвеемская свита слагает верхнюю часть аллохтона. В ее основании залегают окремненные алевролиты с прослоями и линзами сургучно-красных кремней, серпентинитовых песчаников и гравелитов. Выше залегают базальты, вариолиты, спилиты с линзами и прослоями кремней. На уровне валанжинского яруса обнаружены фациальные изменения [99]. В южных разрезах преобладают туфы базальтов, гялокластиты, базальты, туфогенные алевролиты. В северных разрезах мощные (до 100 метров) горизонты базальтов и туфов прослаиваются характерными красными, вишневыми яшмами и пачками чередования алевролитов, песчаников, кремнистых алевролитов и кремнистых пород. Часто породы пекульнейвеемской свиты превращены в глаукофановые и зеленые сланцы. Общая мощность свиты 1000—1500 м.

Вулканиды пекульнейвеемской свиты по петрохимическим характеристикам относятся к океаническим базальтам, а по содержанию R3Э — к базаль-

там СОХ и океанических островов (В.Е. Стерлигова, 1982 г.; А.П. Ставский и др., 1986 г.). Пекульнейвеемская свита сопоставляется с кингвеемской свитой и чирынайской серией [99]. Если первая параллель сомнительна в свете последних данных [75], то в пользу второго сравнения свидетельствуют интенсивная тектоническая деформация вулканогенно-кремнистых отложений хребта Пекульней, чешуйчатое строение и пренит-пумпеллитовый метаморфизм.

Пикрит-диабаз-базальтовая толща залегает на пекульнейвеемской свите. Впервые эти ультраосновные образования были обнаружены С.С. Зиминим и др. [47], которые выделили интрузивный меймечит-пикритовый, дайковый габбро-диабазовый и вулканогенный комплексы. Вулканогенная толща сложена меланократовыми базальтами, диабазами, пикритовыми порфиритами, пикритовыми диабазами, миндалекаменными пикритами, туфами, туфобрекчиями, агломератами. Вулканиды переслаиваются с черными, зелеными, красными яшмами, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками. Базальты и диабазы являются океаническими толеитами. Пикриты по своему составу и совместному нахождению с океаническими базальтами отличаются от ультраосновных лав Камчатки, которые связаны с щелочно-оливиновыми базальтами.

Меймечит-пикритовый комплекс образовался из более глубинной мантии, чем гранатсодержащие гипербазиты и дунит-гарцбургитовая ассоциация [47]. По составу они отличаются от своих гомологов, известных на платформах и в складчатых областях. Все эти данные хорошо согласуются с представлениями о рифтовой природе аллохтонного комплекса.

Неоавтохтон сложен терригенными морскими и континентальными отложениями. В восточной части выделяются баррем(апт)-альбские, сеноман-туронские, сенонские части разреза. В западной части развиты только сенонские отложения. Состав обломочного материала (офиолиты, метаморфические породы, а также вулканиды и граниты ОЧВП) указывает на два источника сноса для восточных разрезов: западный — хребет Пекульней и северный — ОЧВП. В составе баррем-альбских и сенонских отложений в северной части появляются эффузивы, туфы и увеличивается роль континентальных фаций. Они определяют тесную связь со структурами ОЧВП. Более молодые движения осложнили общую картину взаимоотношения аллохтона и неоавтохтона, превратив последний в ряде мест в параавтохтон. Повторные горизонтальные перемещения сопровождались накоплением олистостром коньякского яруса.

Анализ СВК хребта Пекульней позволил сделать вывод об образовании позднеюрско-раннемеловых офиолитов в зоне вторичного растяжения [83, 93]. Вулканогенно-кремнистые отложения накапливались в узком рифте, который рассек континентальную кору Чукотских мезозойд. Рамой служил докембрийский метаморфический цоколь с чехлом палеозойско-мезозойских отложений. Фрагменты этих образований установлены в автохтоне хребта Пекульней и в верховьях р.Танюер. Они прорваны габброидами и дайками, становление которых было связано с возникновением рифта. В результате раздвига был вскрыт мантийный субстрат древней континентальной коры (нижняя часть меланократового фундамента). Вскрытие столь глубинных пород обусловило формирование меймечит-пикрит-диабазовой ассоциации. С образованием верхней части меланократового фундамента генетически связано накопление вулканогенно-кремнистых толщ пекульнейвеемской свиты.

Верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования автохтона, прорванные нижнемеловыми интрузиями, следует рассматривать как островодужные образования. Вполне вероятно, что они являлись продолжением структуры Удско-Мургальской дуги. В таком случае вулканогенно-кремнистые отложения пекульнейвеемской свиты были северным продолжением Алганско-Майницкого окраинно-морского бассейна. СВК хребта Пекульней образуют аккреционную структуру, сформировавшуюся в конце раннего мела.

## *Часть третья*

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО СЕГМЕНТА

В предыдущих главах с разной степенью детальности был изложен имеющийся в распоряжении автора фактический материал по геологии Чукотско-Корякско-Камчатского региона, были выделены и охарактеризованы СВК и дана их палеотектоническая интерпретация. В данной главе будет рассмотрена тектоническая модель развития Корякского сегмента. Разработка тектонических моделей предусматривает два аспекта исследований — структурный и историко-геологический.

Теоретической основой структурных построений являются мобилистские представления о значительных горизонтальных перемещениях масс горных пород. Все современные геодинамические концепции (тектоника плит, коллаж террейнов, тектоническая расслоенность) исходят из факта существования тектонических покровов в качестве основных региональных структурных элементов.

Историко-геологический подход прежде всего требует анализа палеотектонической природы СВК, в основе которого лежит актуалистический метод познания. Достоверность интерпретаций обеспечивается привлечением структурного, вещественного, стратиграфического, палеонтологического, палеомагнитного и других видов исследований геологических объектов. Создание современных тектонических моделей немыслимо без проведения палинспастических реконструкций. В этом вопросе автор придерживается методик, предложенных Ч.Б. Борукаевым, С.В. Руженцевым, А.А. Беловым, Ю.А. Косыгиным.

## *Глава первая*

### СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИ

Рассмотрим вначале структурный аспект тектонической модели. Все ранее опубликованные схемы тектонического районирования Корякского нагорья представляют собой разные комбинации структурного и главным образом историко-геологического принципа. В результате вместо структурных элементов выделяются тектонические, а чаще всего палеотектонические структурно-формационные зоны. В данной работе описание СВК по отдельным более или менее общепринятым тектоническим зонам было сделано для сохранения некоторой преемственности в целях облегчения читателю знакомства с фактическим материалом, что, в свою очередь, должно способствовать и восприятию новой тектонической схемы Корякского нагорья, основанной на структурном принципе (рис. 33).

Основными тектоническими элементами Северо-Востока нашей страны являются мезозойды, ОЧВП и располагающиеся к востоку от него структуры Корякского нагорья и Камчатки. Тектоническое районирование и история развития мезозойд Северо-Востока с современных позиций рассмотрены в работах Л.М. Парфенова, С.М. Тильмана, Л.М. Натапова, А.П. Ставского, Ю.А. Архипова и др.

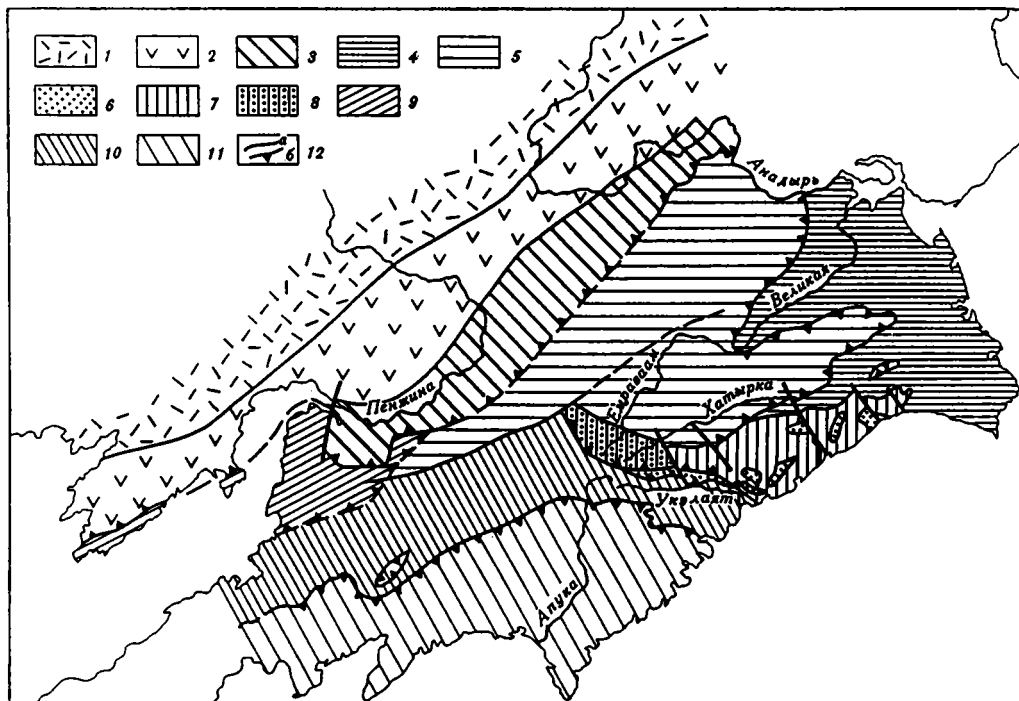


Рис. 33. Структурные элементы Корякского нагорья

1, 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 1 — тыловая зона, фундаментом которой являются мезозонды Северо-Востока России, 2 — фронтальная зона с фундаментом поздних мезозонд; 3 — Ганычалан—Усть-Бельская зона; 4—11 — системы покровов: 4, 5 — Корякская (4 — Великореченско-Алькатваамский автохтон, 5 — Алганско-Майницкий аллохтон), 6, 7 — Эконайская (6 — Янранайский автохтон, 7 — Эконайский аллохтон), 8 — Емраваам-Пикасьваямская, 9 — Куюльская, 10, 11 — Олюторская (10 — Укляятский автохтон, 11 — Ватынский аллохтон); 12 — разломы: а — крутые, б — пологие

ОЧВП представляет собой наложенную структуру. Фундаментом тыловой зоны являются подходящие под прямым углом к простираению пояса, структуры мезозонд. Фундамент фронтальной зоны сложен структурами поздних мезозонд Кони-Тайгоносской складчатой системы.

Непосредственно к востоку от ОЧВП и параллельно ему располагаются структуры Пенжинско-Анадырской складчатой системы. В ее пределах выделяются две структурно-формационные зоны — Ганычалан-Усть-Бельская и Куюльская.

Ганычалан-Усть-Бельская зона сложена океаническими, в том числе офиолитовыми, комплексами раннего палеозоя и переходными (островодужными и окраинно-морскими) верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. С палеозойскими офиолитами связаны зоны глаукофанового метаморфизма. Структуры Ганычалан-Усть-Бельской зоны прослеживаются от р. Анадырь на севере до Пенжинской губы на юге. Южнее, уже за пределами Корякского нагорья, сопоставимые СВК встречаются в виде фрагментов меланократового фундамента и туфо-кремнисто-терригенных отложений верхней юры — валанжина на Тайгоносе вдоль Южно-Тайгоносского надвига. Внутренняя структура зоны характеризуется чешуйчато-надвиговыми структурами, которые из-за сильного сжатия часто имеют вид тектонических клиньев. Особо следует подчеркнуть, что эта структура является границей раздела бореальной и тетической палеозоогеог-

рафических областей. Верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы Западно-Корякской складчатой области относятся к бореальной области, что сближает их с мезозоидами Северо-Востока и отличает от разновозрастных комплексов фауны и флоры Корякско-Камчатской складчатой области. Отмеченные особенности Ганычалан-Усть-Бельской зоны позволяют рассматривать ее как структуру шовного типа. Ранее она выделялась нами под названием Пенжинско-Анадырской шовной зоны [132].

К востоку от Ганычалан-Усть-Бельской шовной структуры расположены тектонические элементы, характеризующиеся сложным покровным строением. В предыдущих разделах уже рассматривалось строение Корякской, Эконайской и Емраваам-Пикасваямской покровных систем. Особенности распределения СВК Корякского нагорья и их взаимоотношения позволяют выделить еще несколько крупных покровных элементов (рис. 34).

*Куюльская система покровов* в пространственном отношении соответствует одноименной зоне Пенжинско-Анадырской складчатой системы. На северо-западе она тектонически перекрывает СВК Ганычалан-Усть-Бельской зоны, а на п-ове Тайгонос—СВК Кони-Тайгоносской складчатой системы. Юго-восточная граница скрыта под молодыми осадками Парапольской впадины. Офиолиты, включающие породы кингивеевского комплекса вместе с туфотерригенными, флишоидными и олистостромовыми отложениями триаса, верхней юры — нижнего мела, слагают систему чешуй и надвигов с общим северо-западным падением (см. рис. 4). С отдельными пластинами связаны выходы серпентинитового меланжа и глаукофановых сланцев, образовавшихся по породам кингивеевского комплекса. Чешуйчато-надвиговая аккреционная структура возникла в предпозднеальбское время. Она запечатывается шельфовыми отложениями неоавтохтона, разрез которых начинается с верхнего альба.

*Корякская система покровов* впервые была выделена и охарактеризована в работах [98, 122]. В ее состав включались СВК Майницкой и Алякватваамской зон. Структурные наблюдения, проведенные В.П.Зинкевичем [98] в хребте Рарыткин, и имеющиеся крупномасштабные карты позволяют расширить ее границы и включить сопоставимые с ними в возрастном и вещественном отношении комплексы Алганской и Великореченской зон. В новом понимании Корякская система покровов представляет собой крупный структурный элемент, занимающий северную часть Корякского нагорья. С запада на нее надвинуты комплексы Ганычалан-Усть-Бельской зоны, что отчетливо устанавливается в Усть-Бельских горах. На юго-востоке и юге по ряду крупных разломов она граничит с Эконайской и Емраваам-Пикасваямской покровными системами. Характер взаимоотношения с Куюльской покровной системой предстоит еще выяснить.

Корякская система покровов имеет двухъярусное строение с общей вергентностью аллохтонных единиц к востоку, в сторону океана. Нижний структурный элемент (относительный автохтон) сложен разнообразными в фациальном отношении туфотерригенными отложениями верхней юры — мела — палеоцена Алякватваамской и Великореченской зон. Породы автохтона смяты в складки и расслоены на несколько самостоятельных пластин.

Верхний структурный элемент (аллохтон) сложен (снизу вверх): серпентинитовыми меланжами, включающими фрагменты разновозрастных офиолитов; вулканогенно-кремнисто-граувакковыми отложениями верхней юры — нижнего мела и терригенными отложениями верхнего мела. Внутренняя структура аллохтона весьма сложная. Многие исследователи [2, 65, 95, 98, 164] отмечают чешуйчатые и надвиговые структуры, элементы сдвоения разрезов, региональные зоны катаклаза. Существенная разница в стиле деформаций верхнеюрско-нижнемелового и верхнемелового комплексов (начиная с альба) и особенности их взаимоотношения позволяют рассматривать верхнемеловые



отложения в качестве неавтохтона для верхнего Алганско-Майницкого структурного элемента. Подобные комплексы принято именовать нижним или первым неавтохтоном.

Для всей Корякской системы покровов общим неавтохтоном служат эоцено-олигоценовые отложения. Существование более древнего неавтохтона говорит о том, что еще до образования Корякской системы покровов, в предальбское время, произошло ссещуивание и смещение в пространстве верхнеюрско-нижнемеловых СВК. В ряде мест между аллохтоном и общим неавтохтоном наблюдаются надвиговые взаимоотношения с противоположной, западной вергентностью движущихся масс, в связи с чем эоцен-олигоценовые отложения оказываются опрокинутыми в северо-западном направлении. Эти структурные особенности возникли в результате ретрошарьяжных явлений.

*Эконайская система покровов* расположена в восточной части Корякского нагорья. Нижний структурный элемент сложен вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями верхней юры — нижнего мела и верхнего мела Янранайского аккреционного комплекса. В составе аллохтона выделяется несколько самостоятельных пластин—покровов, которые нередко смяты в сложные лежащие покровные складки. Ядра таких складок сложены породами Накыпыйлякского СВК, а крылья—тектонически расслоенными офиолитами Эконайского (ультрабазиты, габбро), Островного габбро, плагиограниты, дайковый комплекс), Ионайского и Кокуйского (вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-терригенные отложения) покровов (см. рис. 16).

Неоавтохтон представлен верхнемеловыми палеогеновыми отложениями. Различный возраст базальных слоев неавтохтона (на юге — сантон или даже коньяк(?), на севере — поздний маастрихт) свидетельствует о длительном формировании Эконайского аллохтона и последовательном наращивании всей структуры в северо-восточном направлении. СВК Эконайской системы покровов несут следы нескольких этапов деформаций. Внутреннее чешуйчатое строение палеозойско-триасовых отложений и трансгрессивное залегание на них пекульнейской свиты (правобережье р. Хатырки) свидетельствуют о предпозднеюрских горизонтальных перемещениях. Среднемеловой этап деформаций определил крайне незначительную роль апт-сеноманских отложений в составе Накыпыйлякского СВК и отсутствие переходных слоев между верхнеюрско-нижнемеловым и альб-кампанским океаническими комплексами Янранайской аккреционной призмы. Возраст неавтохтона фиксирует позднеэоценовский этап деформаций. Совмещение в единую покровную систему Эконайского аллохтона и Янранайской аккреционной призмы произошло, вероятно, в постмаастрихтское время.

*Емраваам-Пикасваямская система покровов* расположена в центральной части Корякского нагорья. Являясь как бы западным продолжением Эконайской системы покровов и южным продолжением Корякской, она обладает определенными чертами сходства на уровне отдельных СВК, но в целом существенно отличается от них. Эти различия предопределили и иные палинспастические реконструкции [95]. Здесь в тектонически совмещенном положении находятся шесть СВК верхней юры — нижнего мела. Часть из них образует аккреционную структуру, запечатанную мелководными верхнемеловыми отложениями. Структурные исследования свидетельствуют о нескольких этапах тектонического ссучивания. Отчетливая дисгармония была обнаружена при сравнении верхнеюрско-нижнемеловых и верхнемеловых СВК, а также между коньяк-кампанскими и маастрихтскими отложениями. Окончательное формирование покровной системы произошло в результате ее надвигания на верхнемеловые терригенные толщи Западно-Камчатско-Укэляятской зоны (рис. 35).

*Олюторская система покровов* занимает южную часть Корякского нагорья. От ранее рассмотренных покровных структур в первую очередь ее отличает вергентность аллохтонных масс. На севере шарьярование происходило в нап-



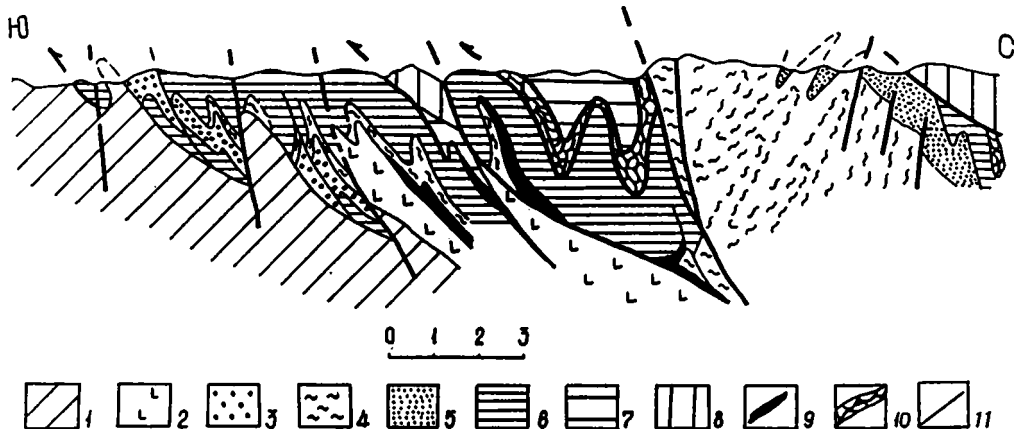


Рис. 35. Геологический профиль через Емраваам-Пикасваямскую систему покровов

1 — корякская серия ( $K_2-P_1$ ); 2 — темдынская толща ( $J_3-K_1$ ); 3 — верхнемеловые отложения; 4 — триасовые отложения; 5 — пестрая толща ( $J_3-K_1$ ); 6 — нижняя чирынайская пластина ( $J_2, J_3-K_1$ ); 7 — верхняя чирынайская пластина ( $J_3-K_1$ ); 8 — емраваамская толща ( $K_{1-2}$ ); 9 — гипербазиты, габбро; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — разломы

равлении от континента к океану, а в Олюторской системе аллохтон перемещался в направлении к континенту. Автохтоном служат терригенные, флишоидные серии ( $K_{2sp}-P_1$ ) Западно-Камчатско-Укэляятской зоны. Они смяты в сложные складки, локально развиты чешуйчато-надвиговые структуры, направление которых свидетельствует о двухстороннем сжатии. Аллохтон сложен вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии ( $K_{1al}-K_{2km}$ ) и ачайваямского комплекса ( $K_{2km_2}-P_1$ ). Они образуют по крайней мере три самостоятельные пластины, имеющие определенные фациальные различия [97]. Аллохтон смят в покровные складки с вергентностью в северном и западном направлениях (см. рис. 31). На границе автохтона и аллохтона встречаются горизонты олистостромов и зоны терригенного меланжа. Маастрихтский возраст олистостромов фиксирует начало шарьирования, а окончательное формирование покровной системы определяется эоценовым возрастом неавтохтона.

Таким образом, структура Корякского нагорья представляется в виде нескольких покровных систем, которые различаются временем своего образования, внутренним строением, составом и возрастом СВК (см. рис. 34). Они формировались в результате неоднократных деформаций. Наиболее отчетливо устанавливаются предпозднеюрский, средне меловой, позднесенонский и эоценовый этапы деформаций и тектонического сдвигания.

В морфологическом отношении среди тектонических покровов Корякского нагорья выделяются три типа. Первый тип покровов представляет собой пакеты чешуй и пластин. В аккреционных сооружениях это наиболее распространенный тип дислокаций. В тех случаях, когда отдельные пластины сложены различными СВК, они являются и наиболее легко диагностируемыми структурными элементами. Однако в аккреционных призмах установление тектонического совмещения близких по возрасту и литологически однотипных толщ, имеющих общую ориентировку тектонических и стратиграфических элементов, представляет собой трудную задачу. Она осложняется еще тем, что характерная для аккреционных призм закономерность омоложения СВК, слагающих нижние пластины, нередко нарушается позднейшими тектоническими деформациями. По этим причинам чешуйчатые ансамбли аккреционных призм часто принимаются за "мо-

ноклинали". Показательным примером может служить история изучения Янранайского аккреционного комплекса и Алькатваамского СВК.

Амплитуда перемещения отдельных пластин в покровах первого типа невелика и определяется в километры и первые десятки километров. Общее сокращение системы алькатваамских пластин и аккреционных структур восточных хребтов Камчатки может достигать, как уже отмечалось, значительных величин.

Ко второму типу покровов относятся Майницкий и Ватынский аллохтоны с амплитудой 150 км и более. Их перемещение происходило в виде единого, но достаточно сложно построенного аллохтона. Майницкий покров образовался в процессе надвигания приконтинентальных толщ к югу на приокеанические, а Ватынский — в результате обдукции океанических толщ на приконтинентальные.

Третий тип покровных нарушений представляет собой смятые в складки покровы и пластины. К нему относится большая часть структур Эконайского аллохтона. Складчатые покровы (см. рис. 16) образовались в несколько этапов деформаций. На первом этапе произошло тектоническое перекрытие туфотерригенных отложений Накыпыйлякского комплекса офиолитами Эконайского, Островного и Ионайского покровов. В результате офиолиты перекрывают наиболее молодые слои накыпыйлякского комплекса. В течение второго этапа произошло смятие покровных пластин в систему лежащих и опрокинутых складок, на которых с несогласием залегают отложения неоавтохтона. Позднее складчатые покровы были надвинуты на породы Янранайского аккреционного комплекса. Образование покровов третьего типа было связано со сжатием и резким сокращением пространства, занимаемого СВК Эконайской зоны.

Генетические аспекты формирования разного типа покровов были рассмотрены ранее в работе [124]. Покровы первого типа формируются при взаимодействии двух плит. Поддвиг одной плиты под другую вызывает выдавливание избыточных масс горных пород (отдельных литопластин) в сторону поддвигающейся плиты. Аккреционные призмы и клинья маркируют зону поддвига океанических плит под континентальные структуры или островодужные системы. Интересно, что по времени своего образования покровы первого типа синхронны с периодами относительно высоких скоростей движения тихоокеанских плит и с максимумами островодужного вулканизма.

Сложнее обстоит дело с трактовкой происхождения покровов второго (механизм неясен) и третьего типов. По времени становление покровов второго типа отвечает периодам уменьшения скоростей движения плит. Поэтому их связь с процессами субдукции весьма проблематична. Перемещение Майницкого и Ватынского аллохтонов совпадает с моментом (45—40 млн лет) изменения направления движения тихоокеанских литосферных плит. Образование Эконайской системы покровов синхронно возникновению системы "кайнозойских" аномалий в Тихом океане. Следовательно, можно сделать вывод об отсутствии прямой зависимости между становлением тектонических покровов (второй и третий типы) и скоростью движения плит, которая складывается из амплитуды абсолютного их перемещения и скорости спрединга. Отсутствие между этими явлениями причинно-следственных связей заставляет задуматься над тем, что синхронность покровообразования и структурных перестроек в океанических плитах есть следствие каких-то более общих глобальных процессов.

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ

Перейдем теперь к историко-геологическим аспектам тектонической модели. Круг рассматриваемых вопросов включает определение геодинамических режимов, особенностей размещения палеотектонических структур, временных и латеральных рядов осадочных и магматических формаций. В конечном счете такой анализ должен привести к выяснению основной тенденции в развитии данного региона, составляющего крупный сегмент Тихоокеанского пояса.

Предварительно надо сказать о некоторых ограничениях, которые следуют из особенностей геологического строения данного региона. Возраст СВК Корякского нагорья позволяет более или менее уверенно восстанавливать геологическую историю, начиная лишь с раннего палеозоя. Однако локальное распространение нижнепалеозойских образований, сосредоточенных главным образом в западной части, в пределах Ганычалан-Усть-Бельской шовой структуры, и возрастная неопределенность метаморфических комплексов существенно ограничивают возможности данного временного интервала для познания истории развития всего Корякско-Чукотского сегмента. Это замечание позволяет исключить из специального рассмотрения нижнепалеозойские образования. Более широко распространены комплексы верхнего палеозоя, и по ним имеется много новых данных, требующих пересмотра прежних точек зрения.

Наиболее информативными являются СВК мезозоя, развитые во всех структурах Корякско-Чукотского сегмента, что дает возможность анализировать не только временные, но и пространственные закономерности размещения основных типов геологических структур и особенностей магматизма и осадконакопления. Именно мезозой является тем временным интервалом, который позволяет дать цельную картину развития рассматриваемого региона.

Из характеристики СВК мезозоя различных тектонических зон видно, что они могут быть объединены в три крупных тектоностратиграфических интервала: раннемезозойский (триас — ранняя юра), среднемезозойский (поздняя юра — ранний мел) и позднемезозойский (поздний альб — поздний мел). При этом в составе и особенностях размещения верхнепалеозойских и нижнемезозойских образований имеется много общего, что дает возможность рассматривать историю их формирования совместно, в рамках позднепалеозойско-раннемезозойского этапа (поздний карбон — триас — ранняя юра). Как будет показано ниже, каждый этап характеризуется своим структурным планом и своим режимом осадконакопления и магматизма.

### ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ — РАННИЙ МЕЗОЗОЙ

Верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы принадлежат к двум различным зоогеографическим областям. Отложения Западно-Корякской и Чукотской складчатых областей характеризуются бореальной фауной и ангарской флорой, а отложения Корякской и Камчатской складчатых систем — тропической (тетической) фауной и субангарской флорой. Последняя характеризует теплый семиаридный климат с широтами ниже 40° (данные С.В. Мейена).

Расположение основных типов палеоструктур позднепалеозойско-раннемезозойского возраста показано на рис. 36. Особо следует подчеркнуть, что на данной палеотектонической схеме и на всех последующих из-за отсутствия достаточного количества палеомагнитных данных положения палеоструктур в пространстве показано условно (относительные палинспастические реконструкции).

На севере располагался Чукотский континентальный блок (микроконтинент),

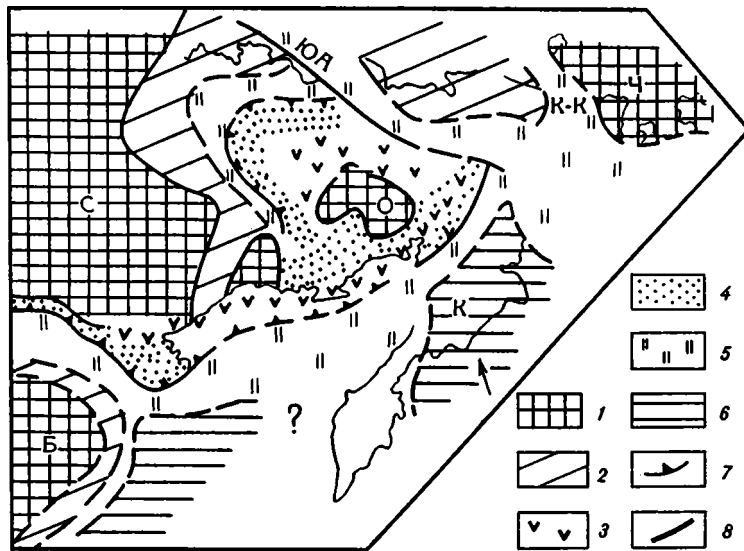


Рис. 36. Палеотектоническая схема поздне триасово-среднеюрского времени (использована схема из работы [102])

1 — континенты и континентальные блоки; 2 — пассивные континентальные окраины; 3 — островные дуги, окраинно-материковые вулканические пояса; 4 — преддуговые и задуговые бассейны; 5 — океаническая кора; 6 — экзотические комплексы с тетической фауной; 7 — палеосейсмофокальные зоны; 8 — разломы

Буквенные обозначения: континент и континентальные блоки: С — Сибирский, Ч — Чукотско-Аляскинский, О — Омолонский, Б — Ханкайско-Буреинский; К — Корякская литопластина (террей); океанические бассейны: ЮА — Южно-Ануйский, КК — Колычинско-Крестовский

миогесинклиналильные отложения которого нередко интерпретируются как осадки пассивной континентальной окраины. Вместе с Аляской они составляли единую плиту, о чем свидетельствует сходство метаморфических комплексов Восточной Чукотки и п-ова Сьюард и фаунистических комплексов палеозоя и триаса. В одних реконструкциях она рассматривается как часть Гиперборейской платформы, а в других — как часть Эскимосского массива, Берингии или Арктиды.

Л.П. Зоненшайн и Л.М. Натапов [51] полагают, что к началу карбона Арктида столкнулась с Евразией. Недавние находки ангарских лепидофитов на Аляске свидетельствуют о достаточно тесных связях Чукотско-Аляскинского блока с Сибирью в раннем карбоне [190]. Во всяком случае, обе структуры располагались в близких северных широтах.

Фаунистические комплексы верхнего палеозоя Верхояно-Колымской области, Чукотского полуострова и Северной Аляски принадлежат к бореальной области. Некоторое исключение составляет среднекаменноугольный комплекс фораминифер Северной Чукотки, о-ва Врангеля и Северной Аляски, где встречаются тетические фузулиниды. М.Н. Шапиро и В.Г. Ганелин [160] считают, что не следует связывать их появление с дрейфом и предпочитают искать объяснение в особенностях циркуляции океанических вод, вызывающих несоответствие границ биогеографических зон и палеоширот. Действительно, в случае смешения различных групп фаун такой подход кажется вполне приемлемым.

По палеомагнитным расчетам В.И. Устрицкого и А.И. Храмова [97], палеошироты Чукотского блока в интервале от перми до раннего мела существенно не отличаются от экстраполированных широт как Сибирского, так

и Северо-Американского континента. Однако по отношению к ним пермский палеомеридиан повернут соответственно на 30 и 72° против часовой стрелки, что является следствием более поздних движений.

Судя по геологическим данным, Чукотско-Аляскинский блок в позднем палеозое — триасе отделялся от Сибирского континента океаническим бассейном, фрагменты которого имеются в структурах Алазейско-Олойской и Южно-Ануйской складчатых систем. Трудно сказать, был ли это залив или пролив, соединявший Уральский океан с Панталассой (Палеопацификом), но вышеприведенные палеомагнитные и палеонтологические данные говорят скорее о его незначительной ширине. Теплые океанические течения, достигавшие южной части бассейна, обусловили специфический состав фауны. Тетические фузулиниды среднего карбона появляются в разрезах с бореальной фауной, а в верхнем течении р. Большой Анюй верхнетриасовая фауна имеет смешанный характер (комплексы умеренных широт), включая как тетические, так и бореальные виды [8, 21].

В триасе Чукотско-Аляскинский блок, по мнению С.М. Тильмана и др., подвергался деструктивным процессам, вызвавшим утонение континентальной коры и образование рифтогенных структур с океанической корой (вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения Колючинско-Крестовской системы). Возникновение глубоководного бассейна обусловило различие фаунистических комплексов Анюйско-Чукотской системы и мезозойд, с одной стороны, и Колючинско-Крестовской системы и Северной Аляски — с другой [8, 144]. Таким образом, в позднем триасе на месте Чукотской складчатой области существовали Анюйско-Чукотский, Восточно-Чукотский и Аляскинский континентальные блоки, разделенные Южно-Ануйским, Колючинско-Крестовским океаническими бассейнами. Имели ли эти бассейны деструктивную или унаследованную природу, предстоит еще выяснить.

К востоку от пассивной окраины Сибирского континента (верхоянский комплекс) в пределах бореальной области располагались Омолонский, Охотский, Приколымский и другие микроконтиненты и/или террейны, разделенные глубоководными бассейнами с океанической корой [102, 136, 142]. Объективности ради надо отметить, что есть точка зрения, вовсе отрицающая существование в мезозойдах в позднем палеозое — раннем мезозое океанических бассейнов. Наиболее аргументированно она была изложена в работе М.Н. Шапиро и В.Г. Ганелина [160]. Автор данной работы полагает, что диаметрально противоположные представления как об обширном океане, так и об отсутствии океанических бассейнов отражают лишь теоретические воззрения исследователей, а региональный геологический материал требует поиска промежуточных решений, учитывающих фактологические аспекты той и другой точек зрения.

Заложение Монголо—Чукотской палеосейсмофокальной зоны [163] вызвало образование системы островных дуг и краевых морей, обрамлявших Сибирский континент с севера, востока и юга. В результате упоминавшиеся выше структуры с океанической и континентальной литосферами вошли в состав Сибирской плиты подобно тому, как заложение Алеутской дуги вызвало захват Алеутского террейна [187]. В рассматриваемом районе вдоль конвергентной границы Сибирской плиты и океана Панталассы располагалась Кони-Тайгоносская островная дуга. Она возникла на тектонически скученном меланократовом фундаменте, и с ее развитием было связано становление позднепалеозойско-раннемезозойского гранитно-метаморфического слоя, захватывающего породы фундамента и островодужные образования [45, 92]. Во фронте Кони-Тайгоносской дуги должны были формироваться аккреционные комплексы. Их фрагменты сейчас, вероятно, обнажаются в Ганычалан-Усть-Бельской шовной структуре. К ним относятся выходы меланократового основания, раннепалеозойские

офиолиты, глаукофановые сланцы. К осадкам аккреционной зоны относятся достаточно мелководные туфотерригенные отложения верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, содержащие продукты размыва офиолитов и меланократового фундамента и шельфовые известняки девона. Сами аккреционные структуры не сохранились, так как были уничтожены позднейшими тектоническими деформациями.

Для верхнепалеозойско-нижнемезозойских образований Корякской складчатой системы сотрудники Корякской экспедиции получили новый фактический материал, который заставляет по-иному подойти к анализу геологической истории. Во-первых, было обнаружено сложное покровно-чешуйчатое строение вулканогенно-кремнистых толщ. В Эконайской системе покровов и в составе серпентинитовых меланжей Корякской и Емраваам-Пикасьваямской систем покровов они представлены близкими по возрасту и составу несколькими СВК. Несмотря на идентичность комплексов в пределах перечисленных структур, они занимают в них разное структурное положение. Во-вторых, установлено широкое распространение среди вулканогенно-кремнистых толщ триасовых отложений, особого внимания среди которых заслуживает экзотическая ассоциация. Верхний возрастной предел кремнеаккумуляции, судя по комплексам радиолярий, определяется ранней юрой [19]. Прежние сведения о триасовых отложениях Корякского нагорья были крайне фрагментарными, в связи с чем относительно тектонического режима в триасе имелись разные точки зрения. Развивались представления о квазиплатформенном состоянии, о вторичном рифтогенезе и начале переходной стадии развития.

СВК верхнего палеозоя — нижнего мезозоя Корякско-Камчатской складчатой области, за исключением Ваежского блока, развивались в тропической палеозоогеографической области. Общеизвестные представления о тетическом характере различных групп фауны верхнего палеозоя [60, 87, 166] в последние годы были дополнены сведениями о триасовых биоценозах [19, 21, 157]. В отличие от бореальных брахиоподовые сообщества тропических широт различаются по обе стороны Тихого океана. Препятствием для бентоса, по мнению В.И. Устрицкого и др., был крупный палеоокеан, в котором расселение nektonной фауны шло свободно.

Анализ фаунистических комплексов убеждает в том, что накопление содержащих их отложений происходило в более южных палеоширотах. Это подтверждается палеомагнитными исследованиями аналогичных комплексов, развитых вдоль западного побережья Северной Америки [175, 176 и др.]. К сожалению, отсутствие надежных палеомагнитных данных по Корякскому нагорью не позволяет установить их первоначальное местоположение. Не дает также желаемых результатов проведение палинспастических реконструкций. При развертывании покровов с помощью последовательного снятия эффекта более молодых деформаций удастся восстановить латеральный ряд структур только для позднюрско-раннемелового времени и более молодых временных срезов. Сделать это для древних этапов не представляется возможным. Единственным методом решения палеотектонических вопросов остается в таком случае формационный анализ.

В Корякской складчатой системе среди разнообразных СВК выделяются отложения туфотерригенной, эффузивно-туфово-вулканомиктовой и вулканогенно-кремнистой групп формаций.

Туфотерригенные формации Ваежской структуры Алганской зоны по составу отложений отвечают переходной зоне океан—континент, а по характеру фауны — бореальной области. Следовательно, они должны рассматриваться в едином ряду палеоструктур с Западно-Камчатской складчатой областью, который отвечает конвергентной границе Сибирской плиты и океана Панталассы.

В этом латеральном ряду (Гижигинское окраинное море — Кони-Тайгоноская дуга) СВК Ваежской структуры занимали положение предостроводужных аккреционных комплексов Таловско-Майнской внешней части дуги.

К группе эффузивно-туфово-вулканомиктовых формаций принадлежат триасовые отложения хребта Кэнкэрэн, бассейн р. Выходной, а также отдельные блоки в меланжах Емраваам-Пикасваямской и Коряжской систем покровов. Она состоит из нескольких породных ассоциаций, которые типичны для геодинамической обстановки островных дуг. Вместе с вулканогенными и туфогенными породами встречаются известковистые разности и мелководные известняки с богатым и разнообразным комплексом тетической фауны. Некоторые известняки представляли собой биогермы, накапливавшиеся на вулканических постройках. Отдельные ассоциации отвечают относительно глубоководным условиям подножия вулканических поднятий. Состав вулканитов, меланократовый тип фундамента свидетельствуют об энзиматической природе островных дуг тетической провинции. Несомненно, существовало несколько островных дуг, поскольку в составе среднетриасовой терригенно-кремнистой ассоциации есть продукты размыва более древних островодужных комплексов, нежели позднетриасовая эффузивно-туфово-вулканомиктовая группа формаций.

Группа вулканогенно-кремнистых (кремнистых) формаций накапливалась в бассейнах с океанической корой, о чем свидетельствуют их тесная связь с офиолитами, состав вулканитов и характер осадков. Очевидно, что такие бассейны были достаточно удалены от континентальных источников сноса. По данным Н.Ю. Брагина [19], накопление кремнистых толщ охватывало длительный интервал времени — 40—110 млн лет. Насыщенность кремнистых пород радиоляриями и конодонтами также свидетельствует о чрезвычайно медленной и мелководной седиментации. Скорость седиментации в расчете на массу кремнезема ( $0,33 \text{ г см}^{-2}/1000 \text{ лет}$ ) была значительно меньшей, чем в современных окраинных морях и шельфах, и соизмерима со скоростью современного кремнеосаждения в северо-западной части Тихого океана, а также с океаническим кремнеосаждением в мезозое и эоцене. Вероятно, это была обстановка абиссальных палеокотловин. Таксономический состав конодонтов характеризуется отсутствием мелководных элементов и является тропическим [19].

Наиболее глубоководными являются вулканогенно-кремнистая и кремнистая ассоциации, которые характеризуются конденсированным типом осадконакопления. Туфово-кремнистая ассоциация представлена двумя фациями разной глубинности. Наличие или отсутствие прослоев известняков определяет положение фаций по отношению к уровню карбонатной компенсации. Их накопление происходило на склонах и у подножия вулканических поднятий, служивших источниками туфогенного материала. Разрезы с достаточно тонким и существенно переотложенным вулканическим материалом указывают на удаленность от центров вулканизма.

Обе фации содержат кремнеобломочные породы двух разновидностей. Для фации, лишенной прослоев сингенетических известняков, характерны монолитические кремнеобломочные породы. Вторая разновидность, накапливавшаяся выше уровня карбонатной компенсации, помимо разнообразных кремней, содержит обломки основных вулканитов, известняков и плагиогранитов. Кроме того, пачки кремнеобломочных пород встречаются в составе кремнистой и вулканогенно-кремнистой ассоциаций. Все они принадлежат к классу эдафогенных отложений, формирующихся при подводной денудации и переотложении коренных пород дна и полулитифицированных осадков. Для эдафогенной седиментации характерны контрастный рельеф и беспокойный тектонический режим. Они рассматриваются как отложения автокинетических потоков, локализованных вдоль крупных уступов подводных поднятий. Разный состав обломочного ма-

териала обеих разновидностей кремнеобломочных горизонтов определяет и разное строение внутренних источников сноса.

Особое место в группе кремнистых формаций занимает экзотическая ассоциация [37, 131]. Поскольку эти отложения являются необычными среди геологических формаций, но характерными, как показывают исследования последних лет, для всей северной периферии Тихоокеанского пояса (в Канадских Кордильерах группа Каш Крик, кремнисто-глинистые сланцы островов Сан Хуан, Ванкувер; комплексы Хайфорк, Нортфорк и Ратлснейк в Кламате; свита Элкорн Ридж в штатах Айдахо и Орегон, комплекс Макхуг на Аляске; комплекс Акиеси, серия Каноеси, кремнистые образования пояса Тамба и Титибу в Японии и др.), остановимся на них несколько подробнее.

Эти своеобразные и еще малоизученные образования имеют важное значение для палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Как и всякие вновь установленные явления, экзотические толщи требуют объяснения своего происхождения. Обычно отложения, относимые автором к экзотической ассоциации, рассматриваются как аккреционные комплексы, возникающие в зонах субдукции при разрушении океанической литосферы фронтом континентальной окраины. Они включаются в состав меланжей и тектонизированных формаций. Выше уже обращалось внимание читателя на то, что экзотические толщи в противоположность микститам тектонического происхождения являются осадочными образованиями подводно-оползневого генезиса.

В аккреционных моделях осадконакопление, происходящее вдоль конвергентных границ литосферных плит, в первую очередь характеризуется обилием терригенного материала и продуктов островодужного вулканизма. Ничего подобного мы не видим в экзотической ассоциации, для которой характерна глубоководная фоновая кремнистая седиментация. Кроме того, обломочный материал, который должен был поступать с окраин континентов и островных дуг, поставлял бы обломки известняков с североамериканским, а не тетическим комплексом фауны. Еще одним косвенным возражением против аккреционной модели может служить такой показатель, как цветовой индекс конодонтов. Конодонты из триасовых кремней, содержащих экзотические тела известняков, не несут следов термального воздействия [192], что исключает возможность их захоронения мощными сериями осадков аккреционных призм.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет дать иную интерпретацию происхождения экзотических толщ. Накопление экзотических толщ происходило в бассейнах с океанической корой. На это указывает их тесная связь с офиолитами. Очевидно, что такие бассейны были достаточно удалены от континентальных и островодужных источников сноса или отделены от них седиментационными ловушками, роль которых могли выполнять древние аналоги желобов. В самих бассейнах ниже уровня карбонатной компенсации отлагались пелагические и гемипелагические осадки, происходили вулканические излияния основного состава. Триасовая седиментация в целом наследует позднепалеозойскую, но отличается от нее появлением экзотических образований, которые представляют собой оползневые блоки, поступавшие в бассейн с фоновым кремненакоплением. Источником экзотического материала могли служить только внутренние поднятия. Комплексы пород, отвечающие палеоподнятиям, находятся в современной структуре в аллохтонном залегании (чужеродные террейны) и неизвестны в разрезах континентальных масс, обрамлявших бассейны седиментации.

Изучение обломочного материала показывает, что поднятия представляли собой карбонатные постройки, цоколем которых служили вулканические породы. К сожалению, определить и восстановить морфологию таких поднятий на коряжском материале не представляется возможным, и для этого надо обра-



тяться к литературным источникам. В Японии кремнисто-известняково-базальтовые комплексы верхнего палеозоя — нижнего мезозоя рассматриваются как океанические осадки, лишенные привноса терригенного материала [185]. Мелководные известняки и подстилающие их базальты слагали вулканические горы, с которых обломочный материал в виде гравитационных потоков поступал в глубоководные участки океана, где накапливались кремнистые осадки и абиссальные базальты (рис. 37). Наиболее хорошо сохранившийся фрагмент внутриокеанической постройки известен на о-ве Хонсю (префектура Ямагучи). Здесь органогенные рифовые известняки (мощность 650 м) серии Акиеси (C<sub>1v</sub>—P) залегают на базальтовом основании. Кроме того, к ним относятся разрезы группы Коноеси (зона Самбагава) и формации Накидзин (о-в Окинава).

В Канадских Кордильерах, в блоке Атлин, верхняя часть офиолитового разреза, представленная базальтами, перекрывается мощной (до 2 км) толщиной известняков карбона—перми. Подобные известняки, а также офиолиты встречаются в виде блоков среди кремнистых пород среднего—верхнего триаса группы Каш Крик [180].

В вулканогенно-карбонатно-кремнистых толщах Корякского нагорья, Кламата, Японии [60, 179, 188] в известняках содержатся верхнепермские кораллы (*Parawentzelella*) из семейства вагенофиллид. Данный вид кораллов характерен для фузулинидовой ассоциации Тетиса, а встречающиеся в Японии вместе с известняками вулканиты, согласно палеомагнитным данным, образовались в экваториальных широтах. Интересно, что подобные кораллы неизвестны в приконтинентальных и шельфовых осадках, где их место занимают морфологически сходные, но генетически отличные кораллы. Считается, что известняки накапливались на океанических плато или атоллах. После своего образования эти поднятия были дезинтегрированы и оказались перемещенными к берегам континентов, окружающих Тихий океан.

Используя метод актуализма, можно провести некоторые параллели с современными атоллами, симаунтами и гайотами. Однако прямые аналогии недопустимы, так как вблизи современных структур не происходит накопления экзотических толщ, хотя обвальные и оползневые явления возможны. Вместе с тем длительное накопление, большая мощность карбонатных пород и широкое распространение экзотических толщ вдоль северной периферии Тихоокеанского пояса свидетельствуют о своеобразии таких построек, значительных размерах и стабильности тектонических условий. Была ли это единая океаническая структура или система крупных поднятий — однозначно ответить нельзя. Важно, что такие поднятия соседствовали с глубоководными бассейнами с кремнистым осадконакоплением. Отсутствие современных аналогов позволяет говорить, с одной стороны, о различии в структуре и морфологии современных и древних поднятий, а с другой — об особых специфических тектонических условиях, обусловивших появление экзотических толщ.

Рассматривая позднепалеозойско-раннемезозойскую историю развития, мы должны, во-первых, исходить из формационного единства вулканогенно-кремнистых толщ, разница между которыми заключается лишь в появлении в среднем и позднем триасе экзотической ассоциации и в резком уменьшении, вплоть до полного исчезновения, карбонатных пород. Во-вторых, при геологическом картировании была обнаружена тенденция совместного нахождения нижнего триаса (?) с верхнепермскими отложениями, а среднего триаса с верхнетриасовыми образованиями. Совершенно неясно взаимоотношение нижне- и среднетриасовых отложений. Вполне вероятно, что между ними существует структурное несогласие. Однако степень стратиграфической обоснованности нижнего триаса недостаточна для окончательного решения этого вопроса.

Достаточно стабильные условия, в которых развивался позднепалеозойский Тихий океан, в триасе сменились активными движениями. Они вызвали разру-

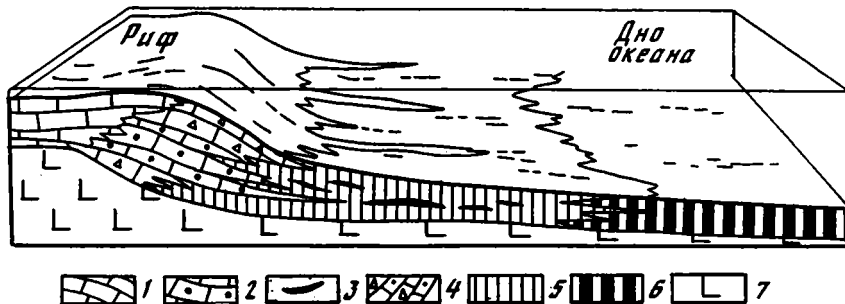


Рис. 37. Модель осадконакопления океанических пород террейна Акиеси [185]

1—3 — известняки: 1 — рифовые, 2 — обломочные, 3 — перемещенные; 4 — известняковые брекчии; 5 — спикуловые кремни; 6 — радиоляриты; 7 — базальты

шение океанических структур, причем взламывание их сопровождалось вулканической деятельностью, что подтверждается рифтогенной природой вулкаников и экзотическими телами известняков в туфах. При разрушении внутриокеанических поднятий крупные блоки мелководных известняков и в меньшей степени вулкаников сносились в седиментационные ванны, давая всю гамму экзотического материала — от блоков до хаотических брекчий. Появление кремнеобломочных горизонтов, состоящих из обломков палеозойских и триасовых кремней, а также из офиолитокластового материала указывает на то, что тектонические движения охватывали всю океаническую область, а не только поднятия:

Остается решить вопрос о природе тектонических движений, вызвавших разрушение внутриокеанических структур и накопление экзотических толщ. Предварительная оценка триасовых событий свидетельствует о структурных перестройках в развитии континентальных окраин и о широком проявлении рифтогенных процессов как на окраинах, так и в самом Тихом океане [131]. Рифтогенные структуры известны в Индокитае и в пределах Китайской платформы (Ю.В. Гатинский, 1983 г.). Среднетриасовая деструкция литосферы переходной зоны океан-континент установлена в структурах Японии и Сихотэ-Алиня (А.О. Мазарович, 1985 г.). Щелочной вулканизм, нередко локализованный в грабенах, известен в Кордильерах Северной Америки [182], где также отчетливо выражено несоответствие структурных планов позднего палеозоя и раннего мезозоя. Примером рифтовых комплексов с океаническими вулканиками могут служить базальты свит Кармутсен и Никола (террейн Врангелия).

Ранний мезозой считается временем раскола гигантского материка. Пангея, который в итоге привел к образованию мезозойских океанов. В среднем триасе началось раскрытие Мезотетиса, достигшее своего максимума в поздней юре — раннем мелу [7, 61, 63, 130]. Субширотная зона раскола вызвала деструкцию континентальной коры, начиная от Индокитая на востоке и до Карибского региона на западе. Трудно представить, что подобная протяженная структура слепо заканчивалась в этих регионах. Если продолжить направление оси раскрытия на запад и восток, то она должна замкнуться в структурах океана Панталасса, в области тропических широт. Поскольку в современной структуре эта область занята молодой Тихоокеанской плитой, то, естественно, обнаружить здесь какие-либо следы древней деструкции до сих пор не удалось.

Палинспастические реконструкции с учетом палеонтологических и палеомагнитных данных и особенностей перемещения тихоокеанских литосферных плит требуют возвращения тетических комплексов на юг, к месту их первоначаль-

ного образования в области тропических широт. Следовательно, рассматриваемые нами СВК должны были располагаться в зоне раннемезозойского раскрытия. Именно с процессами деструкции океанической коры, по мнению автора, следует связывать образование экзотических толщ. На этом основании можно говорить о новом типе деструктивных процессов в дополнение к уже ранее выделенным Ю.М. Пушаровским [114].

В связи с проблемой происхождения экзотических толщ и тетических комплексов представляется интересным обсудить еще один важный палеотектонический аспект. Согласно одному из основных положений тектоники плит, генерация океанической коры происходит в СОХ в центрах симметричного спрединга. Среди разнообразных верхнепалеозойско-нижнемезозойских отложений Тихоокеанского пояса в настоящее время неизвестны СВК, образование которых могло бы происходить в СОХ. Трудно объяснить их отсутствие избирательным поглощением в зонах субдукции, так как близкие им по физическим параметрам комплексы абиссальных палеокотловин (группы кремнистых формаций) все же сохраняются в современной структуре Корякского нагорья. Отсюда можно сделать предположение, что в палеоокеане Панталасса, во всяком случае в области, где накапливались тетические комплексы Корякского нагорья, не было единой структуры симметричного спрединга.

Дополнительным косвенным аргументом может служить тот факт, что в офиолитах Корякского нагорья отсутствуют характерные для зон спрединга тектонические и эдафогенные брекчии [61, 130, 138]. Здесь уместно напомнить, что Ю.М. Пушаровский и С.В. Руженцев [117], рассчитывая ширину рифтовых зон, скорость спрединга и время образования базальтов, а также сравнивая формационные ряды современных океанов и палеоокеанических комплексов, пришли к мнению о существовании в палеоокеанах структур рассеянного спрединга. С этих позиций легче объяснить возникновение в пределах такой крупной структуры, как океан Панталасса, внутриокеанических деформаций, зон скучивания и симатических островных дуг.

Заканчивая рассмотрение экзотических толщ, следует обратить внимание читателя на то, что подобные образования, определяющие специфику Тихоокеанского пояса, исходя из высказанных представлений об их генезисе, возможно, удастся обнаружить и в других регионах. Это и будет лучшим доказательством правильности предложенной модели их образований. При этом надо помнить, что рассмотренные структуры с карбонатной экзотикой характеризуют тропическую область, тогда как в других широтах и на других глубинах их гомологи могут иметь иной осадочный чехол.

Максимальное сближение экзотических комплексов со структурами мезозойских отделенных от Панталассы Кони-Тайгоносской дугой, произошло в средней юре. Об этом свидетельствует прекращение в раннеюрское время кремненакопления и появление в средней юре мелководных отложений с митилоцерамами, которые широко распространены в бореальной области. В это время подошедшие с юга террейны Панталассы и океаническая плита, фрагменты которой встречаются в Алганской и Майницкой зонах, заняли территорию современного Корякского нагорья. Сближение палеоокеанических комплексов со структурами мезозойских компенсировалось поглощением океанической коры вдоль фронта Кони-Тайгоносской островной дуги. С процессом субдукции было связано формирование глаукофановых сланцев, возникших по более древним вулканогенно-кремнистым толщам, занимавшим промежуточное положение между бассейнами мезозойских и тетическими палеоокеаническими комплексами. Палеозойские и мезозойские глаукофановые сланцы известны в Ганычалан-Усть-Бельской зоне и в Ваежской структуре. Северный дрейф океанических плит Панталассы, частично компенсируясь в зоне субдукции, вызвал резкое сокращение пространства, занимаемого структурами мезозойских отделенных от Панталассы Кони-Тайгоносской дугой, произошло в средней юре.

жение Омолонского массива с Сибирским континентом [51], а в Алазейско-Олойской системе в результате тектонического сучивания возник гранитно-метаморфический слой коры континентального типа, что фиксируется внедрением гранитов.

В процессе северного дрейфа Панталасса испытывала тектонические деформации, что нашло отражение в сложном внутреннем строении верхнепалеозойско-нижнемезозойских толщ, слагающих отдельные пластины и чешуи. В составе Ионайского покрова встречаются разнообразные пакеты пластин и чешуй, образовавшиеся в предпозднеюрское время. Одни пакеты сложены дезинтегрированными генетически однородными океаническими отложениями (см. рис. 24, 27), вторые — комплексами разных структурно-формационных зон океана (например, комплексы абиссальных котловин тектонически совмещены с комплексами внутриокеанических поднятий и их склонов), а в третьих океанические комплексы перемешаны с комплексами активных окраин (рис. 38; см. рис. 22). Поверхности срывов располагались на разных глубинных уровнях. Следовательно, наряду с дроблением и расслоением разрезов определенных палеотектонических структур происходило также их совмещение в пространстве и столкновение, что обеспечило появление в пакетах пластин генетически разнородных СВК. Объединение их в единые блоки, сложно построенные террейны тектонического происхождения, осуществлялось еще до момента аккреции их к континентальным структурам. Подобное объединение, стягивание, сопровождавшиеся сучиванием комплексов, вызывали утолщение первичной океанической коры. Характерной реакцией на увеличение мощности коры было изменение термодинамических условий, вызвавших переплавление корового материала и, как следствие, образование плагиогранитов. Явления плагиогранитизации широко развиты в верхнепалеозойско-нижнемезозойских образованиях.

Среди разнообразных и многочисленных пород плагиогранитного ряда следует различать несколько типов.

Одни из них, являющиеся продуктами дифференциации базальтовой магмы, входят в состав офиолитовой ассоциации. Они слагают самостоятельные тела или краевые части габбро-плагиогранитных массивов.

Ко второму типу относятся небольшие интрузии и дайки, рвущие полосчатый комплекс, габброиды и вулканогенно-кремнистые породы верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Плагиограниты импрегнируют уже тектонизированные породы. Между степенью брекчированности пород и количеством инъекций кислого материала существует прямая зависимость [167]. Встречаются тела, интрузирующие сразу несколько тектонических пластин, или, что значительно чаще, они внедряются вдоль тектонических границ (рис. 39). По возрасту плагиогранитов можно определить время образования покровно-чешуйчатых структур. В более глубоких частях коры с этим этапом плагиогранитизации, вероятно, связано появление в ряде габброидных массивов пятен, шлиров и такситовых текстур плагиогранитного вещества. Они являются как бы ядрами или зародышами массовой плагиогранитизации.

К третьему типу плагиогранитов относятся крупные массивы, слагающие иногда самостоятельные пластины. Вместе с ними ассоциируют тела габброидов, пород дайкового комплекса. Взаимоотношения между отдельными разностями пород свидетельствуют о сложной полигенетической природе таких плагиогранитных тел, насчитывающих несколько генераций образований кислого материала. Процесс и время их образования предстоит еще выяснить.

Все три типа плагиогранитов относятся к "океаническим" плагиогранитам, что определяется составом плавящегося океанического субстрата (К.А. Крылов, 1985 г.). Плагиограниты второго и третьего типа, на наш взгляд, служат показателями становления раннего "гранитно-метаморфического" слоя коры переходного субокеанического типа.

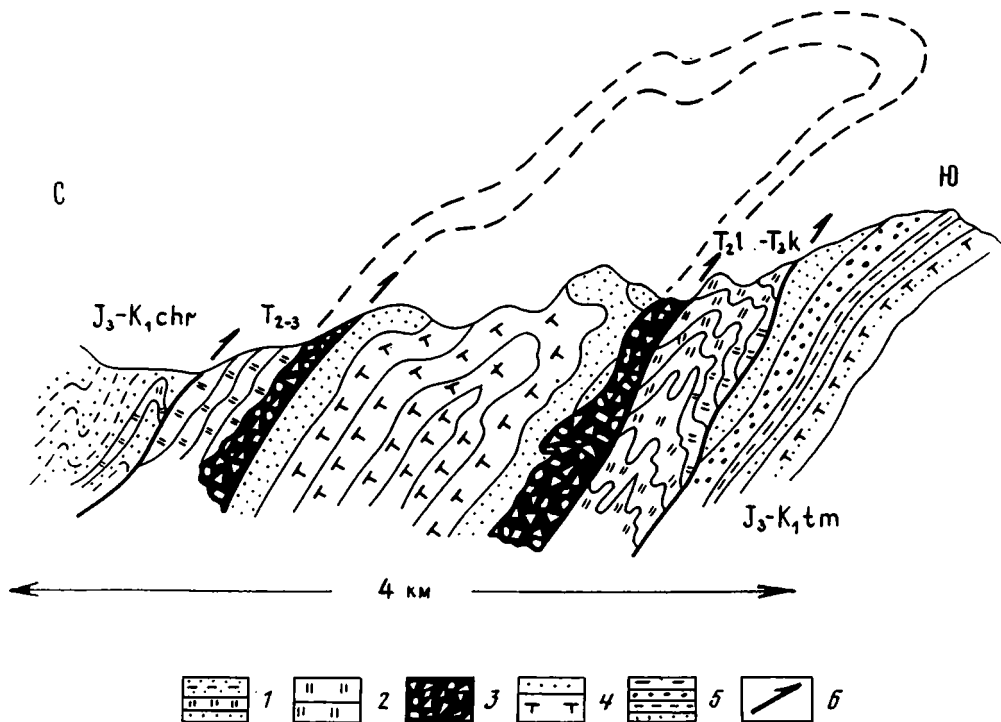


Рис. 38. Геологический профиль в бассейне р. Темдынын

1 — чирынайская серия ( $J_3-K_1chr$ ); 2 — кремни триаса; 3 — серпентинитовый меланж; 4 — туфы и туфопесчаники триаса (?); 5 — темдынынская толща ( $J_3-K_1tm$ ); 6 — тектонические границы (1—5 — комплексы: 1 — окраинного моря, 2, 5 — океанические, 3 — меланократового фундамента, 4 — островодужные)

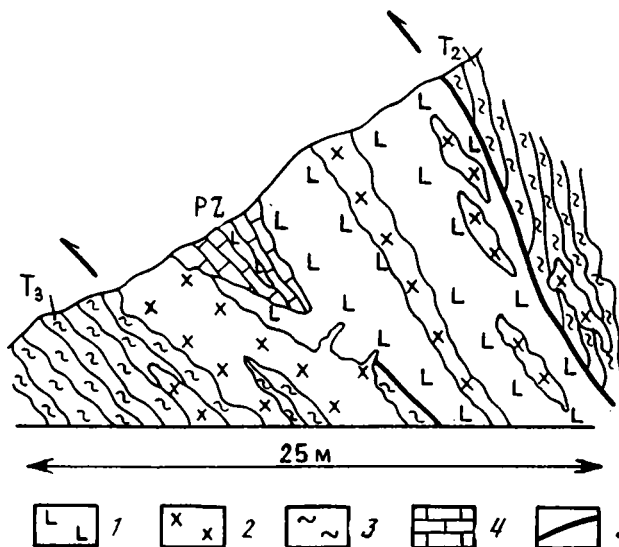


Рис. 39. Чешуйчатые структуры на правобережье р. Якануеём

1 — базальты; 2 — плагиограниты; 3 — кремни; 4 — известняки; 5 — разломы

Особое место занимает четвертый тип плагиогранитов. Их образование связывается со становлением или спилит-кератофировой формации [95], или бонинитовой серии (О.С. Березнер и др., 1986 г.). Среди них различаются плагиограниты, сходные с островодужными и континентальными трондjemитами. В отличие от предыдущих типов, становление которых происходило в сложно построенных тектонических террейнах, данный тип отвечает автохтонному способу формирования гранитно-метаморфического слоя в островных дугах и является свидетельством непосредственного преобразования океанической коры в переходную.

Движущийся в северном направлении корякский фрагмент плиты Панталассы представлял собой сложно построенную литопластину, состоящую из уже деформированных как тектонически расслоенных, так и скученных фрагментов океанических и островодужных образований, которые можно рассматривать как отдельные террейны тектонического происхождения. По отношению к Азиатскому континенту подобные террейны, безусловно, являются экзотическими образованиями. Однако между собой они тесно связаны, являясь структурами единого палеоокеана и его активной окраины. В связи с этим правильнее говорить об экзотичности всей литопластины, а не отдельных впаивных в нее террейнов. Корякская литопластина была крайне неоднородной как по составу, так и по мощности коры, что явилось следствием тектонической расслоенности литосферы. Некоторые структуры уже имели "гранитно-метаморфический" слой плагиогранитного типа. Это были как бы первые ростки начавшегося процесса становления переходной коры субокеанического типа.

Приблизившись к структурам Кони-Тайгоносской дуги, Корякская литопластина продолжала испытывать сильные тектонические деформации, вызвавшие дальнейшее сокращение занимаемого пространства, что отразилось в увеличении мощности коры и площадном развитии плагиогранитов. Минимальные размеры Корякской литопластины, если исходить из площади современного распространения тетических СВК, составляют 150 тыс км<sup>2</sup>. (Для сравнения площадь Сахалина 87 тыс. км<sup>2</sup>, а Камчатки 370 тыс. км<sup>2</sup>.)

Таким образом, в современной структуре Корякского нагорья оказались пространственно сближенными верхнепалеозойско-раннемезозойские комплексы тетической и бореальной областей. Граница между ними проходит по Ганычалан-Усть-Бельской шовой структуре, которая включает аккреционно-субдуктивные комплексы палеозоя — раннего мезозоя, образовавшиеся во фронте Кони-Тайгоносской островной дуги. Располагавшийся юго-восточнее палеоокеанический бассейн являлся частью океана Панталасса. Продолжаясь к северу и северо-западу, он отделял Чукотско-Аляскинский континентальный блок от Сибирского континента. В среднем карбоне и позднем триасе теплые океанические течения обеспечили проникновение в эти широты некоторых видов тетической фауны.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойские СВК Корякско-Камчатской складчатой области отвечают структурам энсиматических островных дуг, океанических котловин и поднятий. Сходство этих образований с одновозрастными толщами Северной Америки, Приморья, Сахалина, Японии указывает на их формирование в едином, но сложно построенном океаническом бассейне, каковым являлся океан Панталасса. После своего образования в тропических широтах они испытали крупные латеральные перемещения в северном направлении. Перемещение тетических комплексов сопровождалось внутренними деформациями, приводившими к фрагментации палеоструктур и соединению их фрагментов в тектонические блоки — террейны. Обнаруженные в Корякском нагорье выходы эффузивно-яшмовой ассоциации ранне-среднеюрского возраста в верховьях р. Хатыркин [95], в хребте Рарыткин, по р. Малый Научирынай (определение В.Т. Крымсаловой, И.Е. Пральниковой) и тетической террейна горы Семиглавой [140] являются, по всей вероятности, фрагментами более мо-

лодой океанической плиты, располагавшейся южнее Корякской литопластины или несшей на себе отдельные корякские террейны. Дальнейшее выявление и изучение этих образований будет способствовать пониманию механизма перемещения террейнов. Максимальное сближение с Корякским сегментом Азиатского континента произошло в среднеюрское время. Многое в характере и механизме приращения тетических комплексов остается неясным. Трудно объяснить отсутствие, за редким исключением, разрезов со смешанными группами фаун. Вероятнее всего, целая палеобиогеографическая область исчезла в результате поддвига океанической плиты Панталассы под Сибирскую плиту. В то же время отсутствие тектонических структур, в которых оказались бы совмещенными в единой покровной системе тетические и бореальные комплексы, заставляет говорить не о жестком сочленении сблизившихся в средней юре структур, а лишь о приращении тетической литопластины к структурам бореальной области. Сближение со структурами мезозойид сопровождалось горизонтальным сокращением и утолщением коры, что привело к разрастанию плагиогранитно-метаморфического слоя субокеанической коры на всем пространстве Корякской литопластины. В результате должно было произойти изостатическое поднятие масс. Единичные находки среднеюрских мелководных битуминозных известняков и мергелей подтверждают, что в это время возникла положительная структура. Повышенная плавучесть легкой коры стала препятствием для ее дальнейшей субдукции.

*Среднеюрский этап* характеризуется резким сокращением пространств, занятых океанической корой в структурах мезозойид, и возникновением коры континентального типа. Вполне вероятно, что в это время произошло сочленение, во всяком случае сближение, Чукотско-Аляскинского континентального блока с Сибирским континентом.

#### ПОЗДНЯЯ ЮРА — РАННИЙ МЕЛ

В северной части Корякского нагорья, к востоку от Азиатского континента, край которого проходил по материковой зоне ОЧВП, и к югу от Чукотско-Аляскинского континентального блока, существовали соответственно двойная Удско-Мургальская и Золотогорская островные дуги (рис. 40; см. рис. 3). Развитие дуг завершилось становлением гранитно-метаморфического слоя, о чем свидетельствует гранитоидный магматизм.

С океанической стороны располагалась Корякская литопластина (или сложный террейн), которая подверглась деструкции, предшествовавшей накоплению вулканогенно-кремнисто-граувакковых серий Алганско-Майницкой зоны. Об этом в первую очередь свидетельствует деструктивная природа среднемезозойских офиолитов, в которых почти полностью отсутствуют породы габброидного комплекса и эффузивно-яшмовая формация непосредственно перекрывает гипербазиты. Вторым критерием могут служить особенности внутреннего строения и структурного положения подвергшихся деструкции верхнепалеозойско-нижнемезозойских офиолитов. С.В. Руженцев обратил внимание на то, что в Эконайской покровной системе главным образом развиты верхние части офиолитовой ассоциации, сложенные на несколько тектонических пластин (Эконайский, Островной и Ионайский покровы). Серпентиниты и тектонизированные гипербазиты появляются в основании офиолитового аллохтона лишь в небольшом количестве или приурочены к контактам тектонических пластин. Крайне редко встречаются зоны мономиктового серпентинитового меланжа. В Корякской системе покровов известны все члены офиолитовой ассоциации. Преобладает нижняя часть разреза, а фрагменты верхней располагаются в виде блоков и пластин в серпентинитовом цементе. Вместе они образуют обширные поля серпентинитовых меланжей полимиктового состава. Количество глыб верхней части офиолитового разреза и их

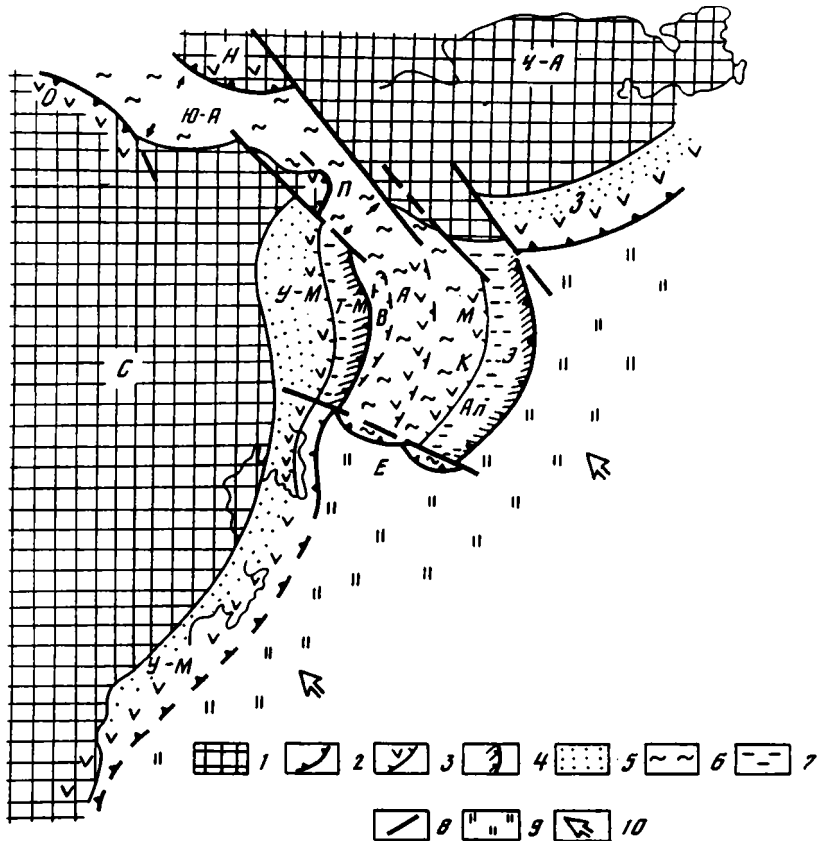


Рис. 40. Палеотектоническая схема позднюрско-раннемелового времени

1 — континенты и континентальные блоки; 2 — палеосейсмофокальные зоны; 3, 4 — островодужные системы: 3 — вулканические дуги, 4 — невулканические дуги и желоба; 5 — терригенные отложения задуговых бассейнов и шельфа (неразделенные); 6 — вулканогенно-кремнисто-граувакковые отложения красного моря; 7 — терригенные отложения междууговых бассейнов; 8 — разломы; 9 — океаническая кора Мезопацифика; 10 — направления движений

Буквенные обозначения. Континенты и континентальные блоки: С — Сибирский, Ч-А — Чукотско-Аляскинский; вулканические дуги: Н — Нутэсинская, О — Олойская, З — Золотогорская, У-М — Удско-Мургальская, К — Кэнкэрэнская; внешние дуги: Т-М — Таловско-Майнская, Э — Эконайская; бассейны деструктивные окраинно-морского типа: Ю-А — Южно-Анюйский, П — Пекульнейский, А — Алганский, М — Майницкий; Ал — Алякватваамский междууговой бассейн; В — Ваежский блок; Е — Емраваамская приразломная система (желоб, внешнее поднятие, аккреционная призма)

размер увеличиваются при переходе от Ягельного меланжа к фронтальным меланжам Майницкого аллохтона, т.е. в направлении к Эконайской покровной системе. Различие в составе гипербазитов Тамватнейского и Чирынайского массивов также находит свое объяснение в разном положении относительно оси раздвига [76]. Структурные особенности твердопластичных деформаций ультрабазитов горы Красной и Чирынайского массива подтверждают модель раздвига палеоокеанической коры (Л.Ф. Добржинская, 1989 г.).

Отмеченные особенности офиолитов верхнего палеозоя — нижнего мезозоя позволяют уверенно рассматривать серпентинитовые меланжи Майницкой зоны как корневую область Эконайских офиолитовых аллохтонов [98, 122]. Их становление было связано с тектоническим срывом офиолитов по подошве полосчатого



комплекса и с дальнейшим перемещением в юго-восточном направлении с дифференцированным смещением отдельных элементов офиолитового разреза.

В процессе перемещения офиолиты подверглись интенсивному тектоническому дроблению. В результате возникли горизонты, тела и целые пластины пренитцоизит-цеолитовых брекчий мощностью в несколько сот метров [125]. Катаклазиты, как уже отмечалось, отчетливо выражены в аллохтонных пластинах вулканогенно-кремнистых отложений верхнего палеозоя — нижнего мезозоя (тектонические микститы). Они маркируют контакты отдельных чешуй или слагают самостоятельные пластины внутри Ионайского покрова (см. рис. 23). Наиболее интенсивно тектоническое брекчирование проявлено в породах меланократового фундамента. Как правило, тектонические брекчии, возникая в результате послойных деформаций, являются моноклитическими и состоят из угловатых обломков гравийной и псаммитовой размерности. Степень брекчированности изменяется от катаклазитов, характеризующихся слабым смещением обломков, до милонитов с ориентированными текстурами. Цементом служит тонкий опоквидный агрегат, образующийся при крайнем измельчении и истирании пород. Полностью дезинтегрированные разности превращены в пренитцоизит-цеолитовые породы.

Тектоническое брекчирование сопровождалось минеральными преобразованиями в условиях амфиболитовой, зеленосланцевой и цеолитовой фаций. Этому способствовало возникновение разветвленной системы трещин и истирание вещества. В габброидах в зонах рассланцевания, сопровождающих поверхности тектонического срыва, на ранних этапах и в глубинных условиях возникли амфиболиты с ориентированными, полосчатыми и сланцеватыми текстурами. Новообразованные роговые обманки принадлежат к разностям, образующимся при максимально возможных для этой группы минералов давлениях [125]. При нарастающем растяжении породы меланократового фундамента выводились в поверхностные условия и амфиболитовая фация сменялась зеленосланцевой и цеолитовой. Цеолитизация проявлена только в породах, подвергшихся тектоническому брекчированию.

В процессе раздвига по мере раскола и удаления коровых масс, сложенных фрагментами Корякского террейна, произошло вскрытие меланократового фундамента, которое сопровождалось подводными излияниями лав эффузивно-яшмовой ассоциации. В результате возникла обширная впадина, заполнявшаяся, начиная с оксфорда, вулканогенно-кремнисто-граувакковыми сериями верхней юры — нижнего мела. По типу коры, структурному положению, характеру отложений ее принято сравнивать с новообразованными котловинами краевых морей. Крайне сложное и пестрое в фациальном отношении строение разрезов пекульнейвеемской свиты и чирынайской серии, появление толентовых базальтов и смена вулканогенно-кремнистой седиментации на разных стратиграфических уровнях терригенной, на наш взгляд, лучше объясняются существованием нескольких седиментационных прогибов, созданных рассеянным спредингом. В свое время для объяснения первоначального латерального размещения и соотношения верхнеюрско-нижнемеловых отложений Емраваам-Пикасьваямской системы покровов было предложено несколько равновероятных моделей палинспастических реконструкций [95]. Более предпочтительными являются модели, в которых образование нижней и верхней чирынайских пластин происходило в разных седиментационных бассейнах.

Среди СВК Алганско-Майницкого аллохтона содержатся продукты известково-щелочного и марианит-бонинитового вулканизма [50, 65, 103, 111]. Принято считать, что их образование произошло в энсиматических островных дугах. В чирынайской серии продукты островодужного вулканизма появляются в верхних частях разрезов, располагаясь на разных стратиграфических уровнях. Особенно отчетливо выражен готеривский интервал. Определить соответствие каждого временного интервала принадлежностью к определенному короткоживущему центру вулканизма пока

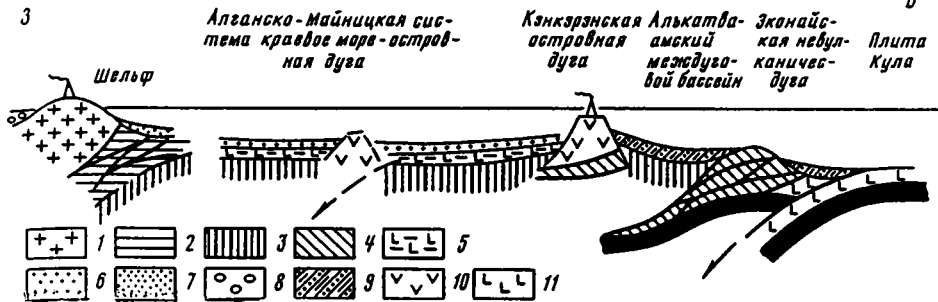


Рис. 41. Геодинамический профиль через Анадырско-Корякскую складчатую систему для позднеюрско-раннемелового времени

1 — Азиатский континент; 2 — аккреционный комплекс Пенжинско-Анадырской зоны; 3 — меланократовый фундамент переходной зоны; 4 — блоки палеозойско-раннемезозойской коры; 5 — вулканогенно-кремнистые отложения; 6 — граувакковые серии; 7 — шельфовые отложения; 8 — молассы; 9 — терригенные флишодные серии; 10 — островодужные образования; 11 — океаническая кора

не удастся. Степень стратиграфической изученности островодужных образований чирынайской серии недостаточна для ответа на этот вопрос.

Продукты предполагаемого островодужного вулканизма, так же как толеитовые базальты, несмотря на определенные различия сопутствующих им породных ассоциаций, накапливались в достаточно глубоководных условиях. Совершенно неизвестны толщи наземных вулканитов, а встречающиеся в чирынайской серии мелководные фации с бухиевой фауной, растительным детритом, кусками обуглившейся древесины не связаны с разрезами предполагаемых центров островодужного вулканизма. Продукты известково-щелочного и бонинитового вулканизма отвечают бассейновым фациям, а не структурам островных дуг. Более того, бонинитовая серия Ягельного меланжа приурочена к зоне максимального раскрытия Алганско-Майницкого бассейна. Эти данные хорошо согласуются с представлениями об особой группе офиолитов, образующихся над зоной субдукции. Они характеризуются значительной истощенностью мантийных членов и возникли в ходе додугового спрединга [109], определяя ранние стадии эволюции окраинного бассейна, или в процессе интрадугового внутриокеанического спрединга [168]. Нужно особо обратить внимание на то, что при формировании бонинитов не возникли морфоструктуры островной дуги. Сложнее объяснить их отсутствие для известково-щелочных вулканитов. Возможны два пути: или короткоживущие центры вулканизма, поставлявшие свои продукты в соседние седиментационные ванны, способны были быстро разрушаться, или условия вулканизма существенно отличались от современных.

Раздвиг коровых блоков и образование вторичных зон растяжения в Алганско-Майницкой зоне сопровождалось смещением и удалением отдельных литопластин в юго-восточном направлении, в сторону океана. В результате их перемещения и скучивания во фронте смещавшихся масс возникла островодужная система, фундамент которой был сложен пластинами тектонически расслоенных офиолитов и других фрагментов Корякской литопластины.

Новообразованная островодужная система была представлена внутренней Кэнкарэнской вулканической дугой и внешней невулканической Эконайской структурой (рис. 41). Большая часть невулканической дуги представляла собой флексуру с двумя самостоятельными, слабо выраженными в рельефе и не выступавшими над уровнем моря Емраваамским (на юге) и Эконайским (на востоке) поднятиями. Емраваамское поднятие было сложено триасовыми комплексами субавтохтона, а Эконайское — аллохтонными пакетами расслоенных верхне-

палеозойско-нижнемезозойских офиолитов и пород меланократового фундамента. Рост этой флексуры фиксируется в осадках верхней юры — нижнего мела, и в конце среднемезозойского этапа развития это уже была, по всей вероятности, единая положительная структура. На приокеаническом склоне Эконайской гряды, соответствующем пространству дуга—желоб, в отдельных седиментационных ваннах происходило накопление существенно терригенных осадков напыльляжского комплекса, содержащих отдельные прослои дебритов и тонкозернистых туфогенных пород, многочисленные карбонатные конкреции, прослой бухиевых ракушнякав и тела подводно-оползневых микститов из фрагментов пород, слагающих гряду. У подножия Емраваамской флексуры накапливались более глубоководные кремнисто-терригенные осадки (пестрая толща), в которых содержатся лишь единичные остатки бухий.

Невулканическая и вулканическая дуги разделялись Алякватваамским междуговым бассейном, заполнявшимся разнообразными осадками туфотерригенной формации. В присклоновых частях накапливались проксимальные турбидиты и отложения зерновых потоков, а в центральных частях — дистальные турбидиты и гемипелагические осадки. Количество туфогенного материала и его распределение в осадках определяют положение Кэнкэрэнской вулканической гряды. В тылу Кэнкэрэнской гряды располагался задуговый Майницкий бассейн, в прилегающих разрезах которого (Нижнемайницкий покров) также заметно влияние островодужного источника.

О существовании вулканической гряды вдоль южного обрамления Алганско-Майницкого бассейна свидетельствуют заключенные в Верхнехатырском меланже блоки туфотерригенных, туфогенных и вулканогенных пород [95].

Таким образом, на среднемезозойском этапе в северной части Корякского нагорья реконструируется сложная зона перехода океан—континент (см. рис. 40, 41), сложенная СВК Корякской и Эконайской покровных систем. В ее пределах существовала система новообразованных краевых и междуговых бассейнов, разделенных предполагаемыми вулканическими поднятиями с известково-щелочным вулканизмом. От океанической плиты Кула она отделялась двойной островной дугой и междуговым бассейном. Динамическая модель развития таких структур определяется системой тыловой раздвиг — фронтальный надвиг [122]. Отличительная ее особенность заключается в том, что с запада от Азиатского континента она отделялась Удско-Мургальской двойной островной дугой, а на севере от Чукотского континентального блока — Золотогорской островной дугой. Среди актуалистических моделей наиболее перспективной для сравнения представляется структура Филиппинского моря ([32] и данные DSDP).

Сравнивая Корякскую и Филиппинскую модели, мы обнаруживаем определенные черты сходства: общее структурное положение в переходной зоне океан—континент с двумя системами островных дуг и желобов, располагающихся в тыловой (Японо-Филиппинская и Удско-Мургальская) и фронтальной (Марианско-Идзу-Бонинская и Эконайская) частях; сходство офиолитовых ассоциаций; наличие фрагментов неистощенной мантии (шпинелевые лерцолиты Японского трога и Тамватнейский лерцолитовый массив); присутствие мариацит-бонинитовых серий; наличие динамотермальных амфиболитов; существование структур тектонического скупивания, двучленное строение разрезов, в которых толеитовые океанические базальты сменяются терригенными осадками.

В то же время имеются существенные различия: в Алганско-Майницком массиве нет ярко выраженных структур островных дуг; океанической полярности структур Филиппинского региона противопоставляется хаотический рассеянный спрединг Алганско-Майницкого бассейна; толеитовым базальтам междуговых котловин соответствует яшмово-базальтовая ассоциация чырынайской серии; разрез первого океанического слоя котловин Филиппинского региона

начинается пелагическими металлоносными глинами, а в Алганско-Майницком бассейне — граувакками.

Различия в составе осадочного чехла весьма существенны. Вместо мощной граувакковой формации в Филиппинском море развиты тонкие терригенно-обломочные, глинистые, биогенные известковистые и кремнистые, вулканокластические и эдафогенные отложения. Терригенно-обломочные (песчаная и алевроитоглинистая ассоциации) и турбидитовые отложения развиты локально на северной и западной окраинах бассейна. По составу песчаников (обломки пород составляют 60—93%) они наиболее близки к грауваккам. Большая часть моря занята гемипелагическими и пелагическими глинами с маломощными прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Вулканокластические породы встречаются только вблизи центров вулканизма. На подводных поднятиях выше уровня карбонатной компенсации накапливались известковистые кокколито-фораминиферовые илы. Если считать часть разреза горы Семиглавой с бухиями фрагментом внутреннего поднятия Алганско-Майницкого краевого моря, то и на нем отлагались карбонатно-кремнистые осадки.

Такой анализ СВК позволяет говорить о своеобразии коряжской модели и искать объяснение в признании эволюционного развития зон перехода океан—континент. Интересно, что в реконструкциях коряжских террейнов, составленных с учетом перемещения тихоокеанских плит [133], площади задуговых бассейнов соразмеримы с площадью собственно океанической плиты. Следовательно, позднеюрско-раннемеловая океаническая плита Тихого океана попадает в категорию малых океанических бассейнов.

Говоря об эволюции, нельзя исключить и другой, альтернативный подход к решению палеотектонических вопросов. С учетом сделанных ранее замечаний об особенностях известково-щелочного вулканизма и об отсутствии на доготеривском этапе морфоструктур островных дуг можно предположить, что к востоку от Удско-Мургальской островной дуги и к югу от Золотогорской в результате деструкции возникла одна из океанических плит мезозойского Тихого океана (Мезопацифик). В таком случае его специфика заключается в существовании структур рассеянного спрединга и сопряженных с ними центров известково-щелочного вулканизма, а также внутренних поднятий, состоящих из тектонически скученных фрагментов более древних комплексов. Подобный подход вполне правомерен, и правильность выбора того или иного альтернативного решения должна составлять предмет специального исследования. Имеющийся фактический материал делает такую задачу вполне актуальной.

Процессы деструкции предпозднеюрского (дооксфордского) времени известны и за пределами Коряжской литопластины. Так, например, Ваежская структура была отторгнута от аккреционного края Таловско-Майнской внешней дуги и оказалась в зоне накопления вулканогенно-кремнисто-граувакковой толщи пекульнейвеевской свиты. Структуры растяжения проникли и в область мезозойского, где в результате раздвига древней архейской континентальной коры возник Пекульнейский прогиб. В северо-западном направлении он продолжался Южно-Ануйским рифтом, возникшим вдоль коллизийной зоны Сибирского и Чукотского континентов. С этим этапом связано также раскрытие Канадского океанического бассейна, возраст магнитных аномалий в котором 155—110 млн лет.

Особое место в латеральном ряду формаций верхней юры — нижнего мела принадлежит эффузивно-яшмовой ассоциации Янранайского комплекса. По составу вулканитов, характеру осадков она относится к образованиям океанической плиты, которая отделялась от внешней невулканической Эконайской дуги зоной субдукции. Сопряженность Янранайского аккреционного комплекса и Эконайского аллохтона отвечает структуре висячего крыла палеосейсмофокальной зоны. Современным аналогом ее может служить тектонопара шарьяж—призма, установ-

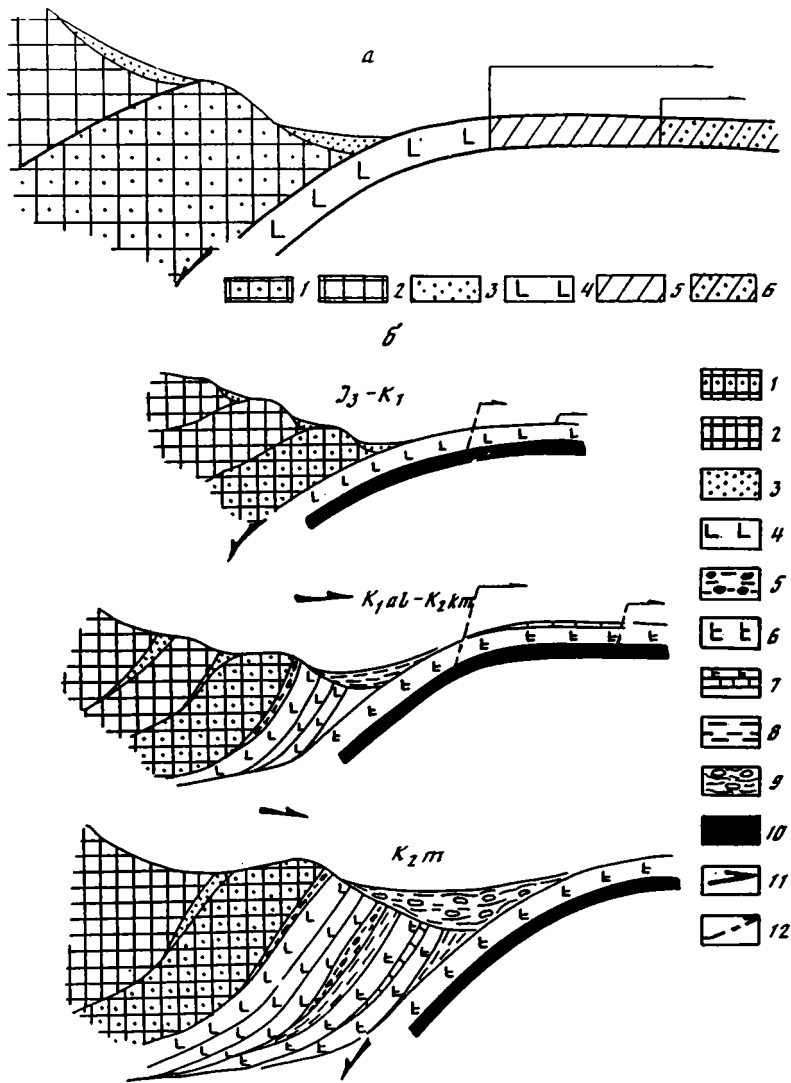


Рис. 42. Модель формирования Яранайского аккреционного комплекса

*a* — общая модель расположения СВК. 1—3 — Эконайский аллохтон: 1 — гипербазиты, габбро, плагиограниты Эконайского и Островного покровов, 2 — вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя — нижнего мезозоя Ионайского покрова, 3 — туфотерригенные отложения верхней юры — верхнего мела Накпыльясского покрова (пекульнейская свита); 4—6 — разновозрастная океаническая кора: 4 — верхняя юра — нижний мел (яканувеемская толща), 5 — альб—турон (якенмывеемская толща), 6 — альб—кампан (ваамычганская толща)

*б* — модели расположения СВК для разных временных интервалов. 1—3 — см. пояснение знаков 1—3 на рис. 42, *a*; 4—9 — Яранайский аккреционный комплекс: 4 — вулканогенно-кремнистые отложения яканувеемской толщи (J3t—K1br), 5 — терригенные отложения верхов яканувеемской толщи (K1al—K2t), 6 — вулканогенно-кремнистые отложения якенмывеемской толщи (K1al—K2km), 7 — вулканогенно-кремнисто-карбонатные отложения ваамычганской толщи (K1al—K2km), 8 — терригенные отложения верхней части разреза якенмывеемской толщи (K2km), 9 — ольгостромовая толща (K2m); 10 — нижние горизонты океанической коры; 11 — направление движений; 12 — поверхности срывов при образовании аккреционных пластин

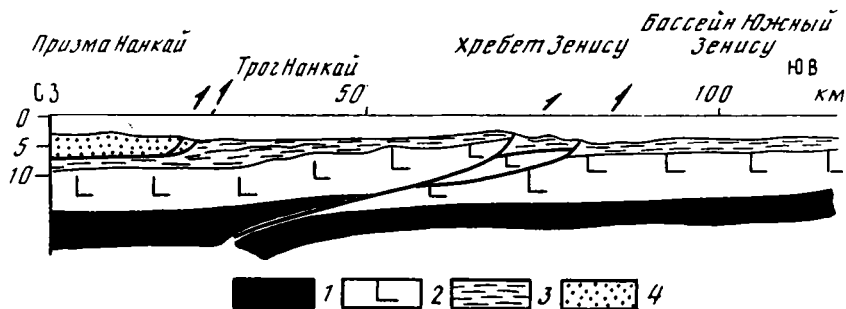


Рис. 43. Геолого-геофизический профиль через желоб Нанкай — подводный хребет Зенису (по данным З. Лаллемана и др., 1989 г.)

1 — океаническое основание; 2 — базальты; 3 — пелагические осадки; 4 — аккреционная призма

ленная в Японском и Курильском глубоководных желобах [134]. Здесь выступы акустического фундамента склонов островных дуг представляют собой тектонический покров с амплитудой 70 км. Аккреционная призма слагает нижнюю часть внутреннего склона желобов. Мощность призмы достигает максимума 1—4 км перед фронтом шарьяжа, резко уменьшаясь и выклиниваясь под ним. Океанический чехол прослеживается под призмой на расстояние 1—8 км к западу от фронта аккреции.

Обнаружение аккреционных комплексов яранайского типа позволяет сделать важный вывод, что при субдукции происходит тектоническое расслоение погружающейся океанической коры на границе второго и третьего слоев. Верхняя коровая часть, тектонически сучиваясь, дает аккреционный комплекс, а нижняя часть вместе с мантией пододвигается под островную дугу (рис. 42). Подобное явление резко ограничивает возможность поглощения океанических осадков и их переплавления в зоне субдукции. Этот вывод, основанный на геологических данных, хорошо согласуется с представлениями А.Я. Шараськина и С.Ф. Карпенко [134] об ограниченной циркуляции корового, в том числе осадочного, материала в субдукционном процессе. В тектоническом расслаивании погружающейся литосферы они склонны видеть объяснение имеющимся противоречиям между тектоническими построениями тектоники плит и геохимическими данными. Современный аналог этой модели недавно был обнаружен совместными франко-японскими исследованиями по программе КАЙКО в районе желоба Нанкай (рис. 43). Здесь установлены две поверхности срыва, одна — в подошве аккреционной призмы и океанического чехла, а другая — внутри базальтового слоя.

В более южных и западных районах Корякского нагорья определенное сходство с яранайским комплексом обнаруживают темдынская толща, Пикасьваямская аккреционная призма. Более того, в Емраваам-Пикасьваямской системе покровов среди отложений "пестрой" и емраваамской толщ встречаются тектонические отторженцы яшмово-базальтовой ассоциации, которые могут быть фрагментами субдуцированной океанической плиты. Существенное отличие указанных образований от яранайского комплекса заключается в значительном количестве терригенного материала, появление которого можно объяснить отсутствием на этих широтах глубоко эшелонированной переходной зоны океан—континент, которая по отношению к яранайскому комплексу играла роль седиментационной ловушки терригенного материала. Здесь же терригенный материал мог непосредственно поступать в область океанической плиты. Если наши построения правильны, то южной границей рассмотренной выше Алганско-Майницко-Эконайской зоны перехода континент—океан следует считать трансформный разлом с правосторонней сдвиговой составляющей (см. рис. 40), существование которого позволяет объяс-

нить кинематику движения океанической плиты и ее поглощение вдоль южного фланга Удско-Мургальской дуги (Тайгоносский и Пенжинский сегменты).

Рассмотрим теперь имеющиеся палеонтологические данные. СВК эпиконтинентальных бассейнов Северо-Востока и зоны перехода океан—континент характеризуются разнообразными бухиями, определенными белемнитами и бедными в видовом отношении аммонитами. Все они, судя по работам Г.П. Авдейко, В.Н. Верещагина, М.С. Месежникова, К.В. Паракецова и др., являются представителями бореальной фауны. Анализ нижнемеловых отложений Корякско-Анадырской складчатой области показывает, что, несмотря на фациальные различия отдельных зон, они содержат однотипные комплексы ископаемых остатков [108]. От разновозрастных фаун мезозой они отличаются отсутствием краспедит, а от фаунистических комплексов Сихотэ-Алиня — отсутствием теплолюбивых форм. Связь с Европейским бореальным бассейном осуществлялась, вероятно, через Южно-Ануйский прогиб и прекратилась после его закрытия. На этом фоне отмечаются инвазии тетических аммонитов, которые И.И. Сей и Е.Д. Калачева объясняют теплыми течениями. Напомним, что келловейские аммониты (террейн горы Семиглавой) располагаются на широте 62° с.ш., а оксфорд-кимериджские и титонские достигли лишь широт Торомского и Удского прогибов Монголо-Охотской области (55° с.ш.). Подобное смещение к югу фронта иммиграции, по мнению автора, обусловлено не силой течений, а северным дрейфом плит, в результате которого более древние комплексы оказались и в более северных широтах постоянно растущей окраины Азии.

Довольно противоречивую картину дают радиоляриевые комплексы. Э. Песаньо с соавторами [181] в составе Тетической и Бореальной областей выделили по радиоляриям соответственно Центрально- и Северо-Тетическую, Южно- и Северо-Бореальную провинции. Совместное нахождение в океанических и окраинно-морских отложениях Корякского нагорья Ristola и Parvicingula позволяет считать, что их накопление происходило в Северо-Тетической или Южно-Бореальной провинции. Появление в окраинно-морских разрезах Алганской и Майницкой зон бухий дает возможность говорить об их принадлежности к Южно-Бореальной провинции. В то же время В.С. Вишневская отмечает находки верхнеюрских (гора Семиглавая, реки Малый Научирынай, Емраввам) и нижнемеловых (р. Песчаная) "тетических" комплексов и горизонты с "бореальными" комплексами среди вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений. Скорее всего, это результат тектонических совмещений. Окончательный вывод о палеобиогеографической принадлежности корякских разрезов предстоит сделать специалистам-палеонтологам, но для этого, исходя из сложности геологического строения объектов, потребуется проведение комплексных исследований.

В конце раннего мела (апт—альб) произошла коренная перестройка структурного плана. Тектонические движения проявились во всех структурах Корякского сегмента. Закрытие Пекульнейского и Южно-Ануйского рифтогенных прогибов привело к столкновению и уже окончательному соединению континентальных масс Сибири и Чукотско-Аляскинского блока. В тыловой зоне ОЧВП началось накопление моласс, которое фиксирует появление новой континентальной окраины. Ее наращивание было обусловлено приращением к Сибирскому и Чукотскому континентальным блокам Удско-Мургальской и Золотогорской островных дуг. Внедрение габбро-плагиогранитных и диорит-гранодиоритовых интрузий указывает на формирование гранитно-метаморфического слоя.

С движениями этого времени связаны образование Куюльского аккреционного комплекса и окончательное становление покровно-чешуйчатой структуры Ганычалан-Усть-Бельской зоны. Вместе они образовали фундамент, на котором началась шельфовая седиментация (Пенжинский шельф).

В Алганско-Майницкой зоне произошло резкое горизонтальное сокращение, вызвавшее увеличение мощности коры и связанное с этим внедрение мелких

тел плагиогранитов. Породы верхнего мела несогласно перекрывают смятые в складки, счешуенные, сдвоенные, тектонизированные и метаморфизованные в пренит-пумпеллиитовой фации отложения пекульнейвеемской свиты и чирь-найской серии.

На месте Емраваам-Пикасьваямской системы в результате тектонического скупивания возникло сложно построенное Емраваамское поднятие.

В пределах Кэнкэрэнской островной дуги и Аляктаваамского прогиба деформации были менее интенсивными. В положительных структурах отмечается несогласное налегание альб-сеноманских отложений, а в отрицательных — согласное. Над палеосейсмофокальной зоной во внешней части фронтального Эконайского поднятия происходило формирование аккреционной структуры, сложенной породами яканувеемской яшмово-базальтовой ассоциации. Вероятно, в это же время к Емраваамскому поднятию со стороны океанической плиты была причленена темдынинская толща. Эконайское и Емраваамское поднятия образовали единую положительную структуру, отвечающую конвергентной границе океанической плиты и переходной зоны северной части Корякского нагорья.

Тектонические деформации среднемелового времени существенно изменили строение переходной зоны. Это была уже единая, но гетерогенно построенная Северо-Корякская литопластина. Она отличалась утолщенной корой со значительными латеральными градиентами мощностей, наличием структур с новообразованным гранитно-метаморфическим слоем (плагиогранитизация). Сочленение Северо-Корякской литопластины с континентом носило иной по сравнению с более древней Корякской литопластиной, жесткий характер. В связи с этим в Ганычалан-Усть-Бельской шовной структуре в тектонически совмещенном положении находятся СВК поздних мезозойд и Корякской складчатой системы.

#### КОНЕЦ РАННЕГО МЕЛА — ПОЗДНИЙ МЕЛ

Начало позднемезозойского этапа относится к позднему альбу, хотя в отдельных зонах эта граница может варьировать в пределах альба—сеномана. После средне-меловых деформаций возник новый структурный план. Он определяется своим латеральным рядом формаций: вулканогенно-осадочные образования ОЧВП, терригенные отложения шельфа, континентального склона и подножия, эффузивно-туфовая и гиалокласто-базальтовая островодужная серии, яшмово-базальтовая и эффузивно-туфово-кремнистая океанические формации (рис. 44, 45).

Вдоль края новообразованного Азиатского континента заложились ОЧВП. Он определял завершение формирования континентальной коры в мезозойдах Северо-Востока. В результате в единый Азиатский материк были спаяны Сибирский, Чукотско-Аляскинский, Омолонский и другие континентальные блоки. Особо следует подчеркнуть, что известково-щелочной вулканизм ОЧВП был связан с субдукцией под континент не океанической плиты, а Северо-Корякской литопластины с утолщенной корой переходного типа. Возможно, этим можно объяснить специфику вулканитов, отличающихся от типичных андийских окраин, и их латеральную неоднородность. В восточном направлении вулканиты ОЧВП замещаются континентальными грубообломочными, угленосными и морскими мелководными терригенными отложениями Пенжинского шельфа. Верхнемезозойские отложения, начиная с верхнего альба, залегают с резким угловым несогласием и разрывом на более древних комплексах. Внутри верхнемелового разреза также есть следы несогласий и разрывов. Эти отложения накапливались в прибрежных условиях вблизи континентальной суши, граница которой определялась трансгрессиями и регрессиями. В.П. Похилайнен обратил внимание на сходство фаций и фауны альб-сеноманских отложений со "сланцами Моури" (Северная Америка), которые отлагались в системе эпи- и приконтинентальных бассейнов. Начиная с позднего сенона повсеместно преобладают континен-



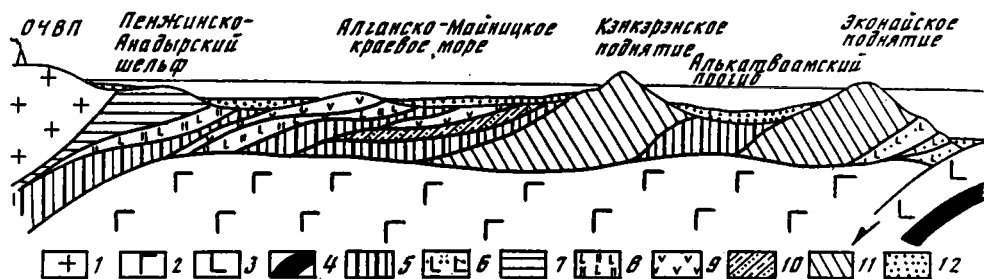


Рис. 44. Геодинамический профиль через Анадырско-Корякскую складчатую систему (альб—сеноман)

1 — континентальная кора; 2 — нижняя кора и верхняя мантия переходной зоны; 3 — океаническая кора; 4 — верхняя мантия; 5 — меланократовый фундамент; 6 — Янранайская аккреционная призма; 7 — аккреционные комплексы Ганычалан-Усть-Бельской зоны; 8 — вулканогенно-красно-гравуаковые отложения; 9 — островодужные образования; 10 — терригенные и флишидные отложения; 11 — палеозойско-нижнемеловые комплексы Эконайской зоны; 12 — терригенные осадки

гальные фации. Смена шельфовой седиментации континентальной отражает продолжавшийся латеральный рост и поднятие континента.

Разрезы северной части Корякского нагорья принадлежат к пестрофациальной терригенной формации, накопление которой происходило в двух седиментационных бассейнах — Алганско-Майницко-Емраваамском и Алькатваамском. Их разделяло остаточное Кэнкэрэнское поднятие (гомолог — хребет Бауэрсра). В альб-коньякское время вся система напоминала структуру типа современного Берингова моря.

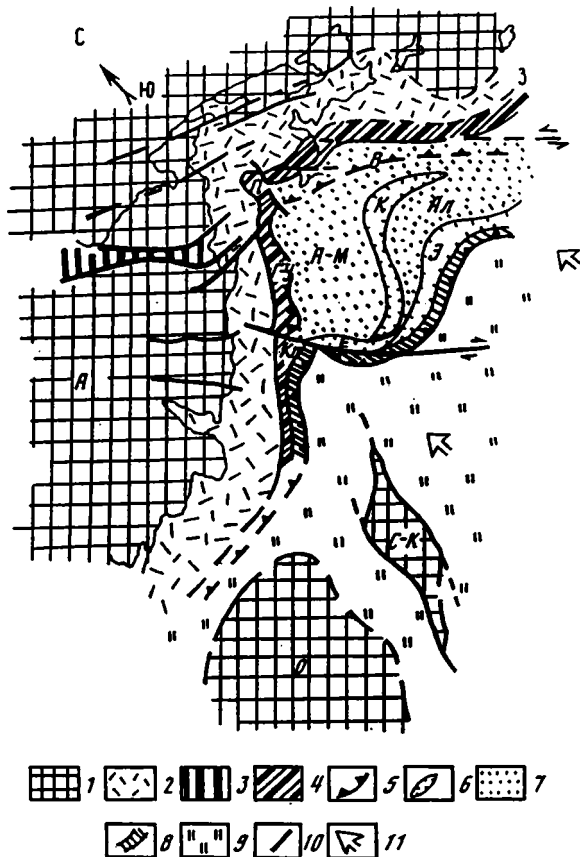
Алганско-Майницко-Емраваамский бассейн заполнялся терригенными осадками. Преобладают мощные пачки однородных, плитчатых и неравномерно-слоистых песчаников. На разных уровнях встречаются песчаники с градационной слоистостью. Переход от неоконских песчаников к альб-сеноманским фиксируется появлением в последних чешуек биотита и обломков углистых алевролитов. В нижней части разреза среди песчаников встречаются прослои кремнистых, кремнисто-глинистых пород и туфов. Начиная с позднего сенона синхронно смене осадков в Пенжинском шельфе окраинно-морская седиментация сменяется шельфовой. Внешняя граница шельфа проходила по Емраваамскому и Кэнкэрэнскому поднятиям.

В структуре Емраваамского поднятия произошло тектоническое совмещение шести СВК верхней юры — нижнего мела и некоторых верхнемеловых (допозднесенонских) отложений. Все они образовались в разных структурно-формационных зонах вдоль конвергентной границы плит и различаются между собой составом вулканитов, характером осадков и биоценозами. Верхнесенонские мелководные отложения шельфа залегают со структурным несогласием и характеризуются появлением грубообломочных осадочных отложений, содержащих продукты размыва местных источников сноса. В верхнемастрихтской части разреза встречаются также прибрежные фации с многочисленными остатками гастропод, морских ежей и других мелководных организмов. К югу от Емраваамско-Энычайваамского шельфа накапливались осадки континентального склона и подножия (Укэляятский флишевый прогиб). Верхнемеловые отложения корякской серии содержат бореальный комплекс фораминифер.

Позднемеловой Алькатваамский бассейн располагался на месте междугового прогиба. Здесь устанавливается широкий диапазон фациально-палеогеографических обстановок: мелководные лагунные и даже континентальные, склоновые и глубоководные гемипелагические, лишённые донной фауны. Основными источниками сноса были сохранившиеся от предыдущего этапа остаточная Кэнкэрэнская дуга, Чукотская суша и растущее на месте Эконайской фронтальной

Рис. 45. Палеотектоническая схема альб-сеноманского времени

1 — континенты и континентальные блоки (А — Азиатский, О — Охотоморский, С—К — Срединного хребта Камчатки); 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — Южно-Ануйская шовная зона; 4 — аккреционные окраины с шельфовой седиментацией (Кл — Куюльская, Г—У — Ганычалан-Усть-Бельская, П — Пекульнейская, З — Золотогорская); 5—8 — структуры переходной зоны; 5 — палеосейсмофокальные зоны, 6 — поднятия (К — Кэнкэрэинская остаточная дуга, Э — Эконайское и Е — Емраваамское внешние поднятия), 7 — бассейны окраинно-морского типа (А—М — Алганско-Майницкий, В — Великореченский, Ал — Алякватваамский), 8 — желоба и аккреционные призмы; 9 — океаническая кора; 10 — разломы; 11 — направления движения



дуги Хатырское поднятие. Существование разных источников сноса определило различия в вещественном составе алякватваамских песчаников [42]. Обилие турбидитов и флишoidных толщ позволяет предполагать, что седиментация происходила в условиях континентального склона и подножия. Однако очертания материкового склона в этой части Корякского нагорья были сложными.

Алякватваамский бассейн располагался к югу от Чукотского выступа Азиатского континента. На западе он ограничивался вновь образованным Алганско-Майницко-Емраваамским шельфом. Цепь островов и подводных поднятий Эконайской внешней дуги отделяла Укзляятский прогиб от Алякватваамского. В позднем сеноне на месте Эконайской дуги развивалось Хатырское поднятие (рис. 46).

Отмечавшиеся ранее (см. с. 73, 91) особенности строения Эконайской зоны находят свое объяснение в последовательном росте Хатырского поднятия. Наиболее отчетливо это выражено в омоложении возраста базальных слоев неоавтохтона. Последовательный рост шельфа в северо-восточном направлении сопровождается накоплением сенонских олистостромов и формированием пакета лежащих складок Эконайского аллохтона.

Таким образом, в конце мела граница шельфа Азиатского континента проходила вдоль восточного края Куюльской покровной системы, наследуя более древний Пенжинский шельф. Затем она резко смещалась к востоку, следуя вдоль Емраваамской покровной системы, где положение края шельфа определялось древним трансформным разломом. Между этими структурами существовал залив,

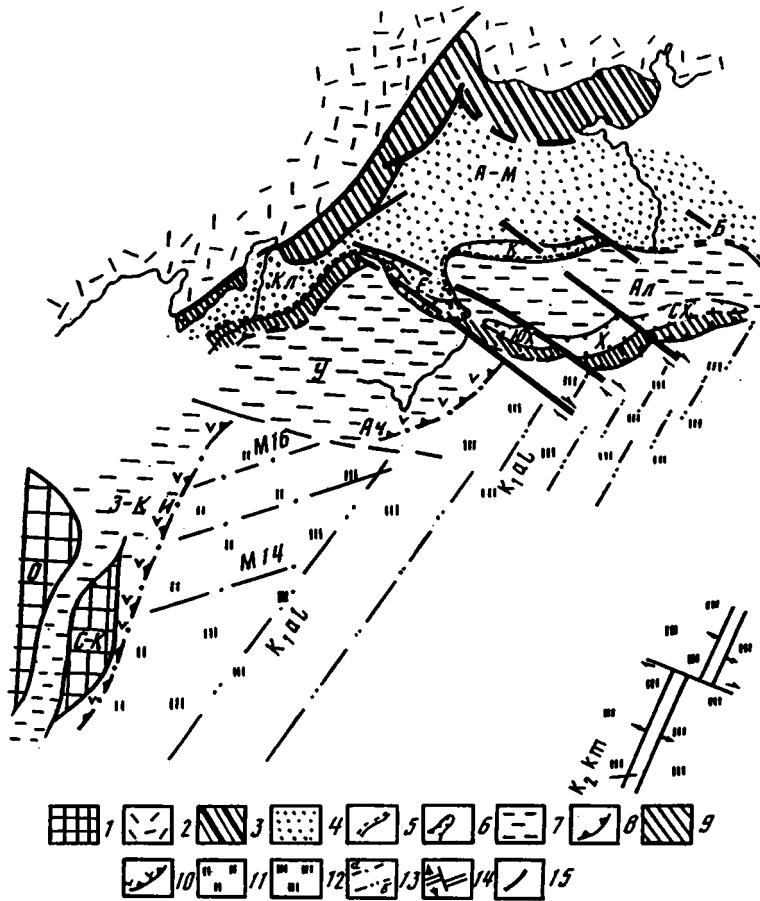


Рис. 46. Палеотектоническая схема сантон-кампанского времени

Условные обозначения к рис. 46 и 48

1 — блоки континентальной коры (О — Охотоморский, С—К — Срединного хребта Камчатки); 2—6 — структуры Азиатского континента: 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 3 — ранне-меловая аккреционная окраина, 4 — области шельфовой седиментации (Кл — Кулюльская, А—М — Алганско-Майницкая, Б — Берингоморская), 5 — внешний край шельфа, 6 — поднятия (Е — Емраваамское, К — Кэнкэрэнское, Х — Хатырское, СХ — Северо-Хатырское, ЮХ — Южно-Хатырское); 7—10 — структуры переходной зоны: 7 — бассейны окраинно-морского типа (З—К — Западно-Камчатский, У — Укэляятский, Ал — Алякватваамский), 8 — палеосейсмофокальные зоны, 9 — желоба и аккреционные призмы, 10 — вулканические дуги (И — Ирунейская, Ач — Ачайвааяжская, В—К — Восточно-Камчатская, Кк — Каканавутская); 11—14 — океанические структуры: 11 — фрагменты Яканувеевской океанической плиты, 12 — океаническая плита с альб-кампанским спрединговым центром, 13 — магнитные аномалии (номера и простирации показаны условно): а — древнее М13, б — альб-кампанского возраста, 14 — спрединговый центр; 15 — разломы

в котором накапливались терригенные отложения Западно-Камчатско-Укэляятской зоны. В верховьях рек Имповсеем, Куйбивсеем отчетливо виден поворот субширотных простираций терригенных толщ Укэляятского прогиба на северо-запад. Образование изгиба вызвано кинематикой приращения к Пенжинскому шельфу террейнов, создавших более молодой Северокорякский шельф Азиатского континента. В маастрихте к нему причленилось Хатырское поднятие, что сопровождалось окончательным становлением Эконайской системы покровов. Внешняя граница шельфа соответствовала Янранайскому аккреционному комплексу. В Эко-

найской и Алякватваамской зонах накапливались прибрежно-морские и шельфовые осадки.

Характер шельфовой фауны свидетельствует о достаточно холодноводном бассейне. На Энычайваям-Емраваамском отрезке шельфа М. Я. Бланк описывает богатый комплекс гастропод с обилием хищных видов. По сравнению с ним в северной, алякватваамской части шельфа больше глубоководных и холодноводных видов. Палеомагнитные характеристики верхнемеловых пород Пенжинского района и бухты Угольной свидетельствуют о стабильном крае континента и об отсутствии существенных перемещений в послесенонское время [100].

В глубине континента, в пределах Алганской, Майницкой и Великореченской зон, шельфовая седиментация сменилась континентальной. Причем рарыткинская флора, по данным Л. Б. Головневой, является самой северной в ряду маастрихт-датских флор Северо-Востока Азии и относится к Берингской провинции Бореальной области.

Судя по драгировкам края современного шельфа Берингова моря и выходам флишевых серий на Аляске, Северокорякский позднемеловой шельф продолжался Беринговоморским. В пределах последнего с северо-востока на юго-запад выделяются область с докембрийской континентальной корой, верхнемеловой вулканический пояс (продолжение ОЧВП) и две зоны с альб-сеноманским и верхнемеловым—палеогеновым гранитно-метаморфическими слоями [136]. Образование единого шельфа способствовало трансберингским связям флористических комплексов Азии и Северной Америки, которые достигли максимального схождения в датское время [70]. В позднем мелу флоры Восточной Азии отвечали трем климатическим зонам: бореальной (Чукотка), умеренной (Колыма, Камчатка) и теплоумеренной (Приморье, Сахалин, Япония).

Южнее Азиатско-Американского шельфа располагался океанический бассейн, который во многих плитотектонических реконструкциях известен под названием "плита Кула". СВК океанического происхождения установлены в Янранайской и Пикасьваямской аккреционных структурах Олюторской системы покровов, на Восточной Камчатке и в подводном хребте Ширшова. Из их описания видно, что в альб-кампанское время Кула была достаточно однородной плитой. Здесь параллельно континентальной окраине существовал СОХ [17], его субмеридиональное простирание подтверждается палеонтологическими данными. В позднем сеноне синхронно с началом развития системы "кайнозойских" магнитных аномалий плита подверглась значительным структурным преобразованиям, связанным с заложением новой конвергентной границы плит. В кампане в пределах океанической плиты возникли центры островодужного вулканизма. Соответствующие комплексы известны на Камчатке, в Олюторской системе покровов, а также в Эконайской и Алякватваамской зонах. Между этими образованиями имеются определенные различия, поэтому остается невыясненной их принадлежность к нескольким самостоятельным дугам или к разным сегментам одной дуги.

На Камчатке положение субдукционной зоны было определено существованием легкого "сиалического" Среднекамчатского террейна. В южной части Корякского нагорья заложению Ачайваямской дуги предшествовало тектоническое скучивание океанических образований ватынской серии (первые олистостромы появляются в маастрихте), которое сопровождалось возникновением тыловой зоны растяжения (рифтогенные базальты кампана) в отшнурованном от океана Укэляятском бассейне, превратившемся в краевое море (рис. 47). Согласно палеомагнитным данным [100], образование Ачайваямской дуги происходило на палеошироте 55,1° с.ш. Породы ватынской серии должны были накапливаться соответственно южнее.

На севере в связи с поддвигом океанической плиты под Хатырское поднятие в его тылу на гетерогенном основании шельфа, включающем СВК Эконайской и Алякватваамской зон, возникла вулканическая структура (рис. 48). Петро-

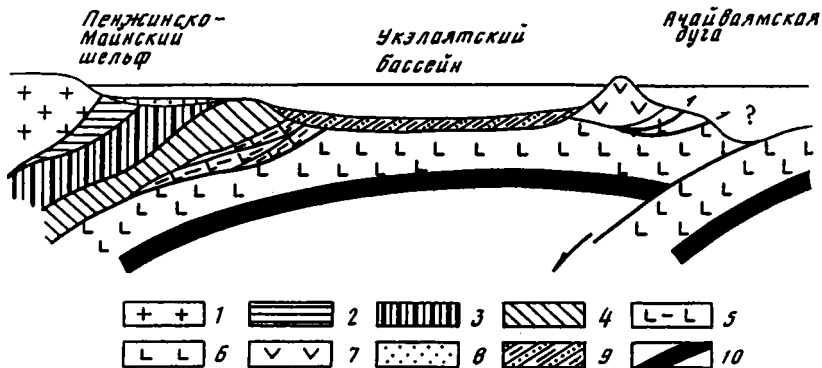


Рис. 47. Геодинамический профиль через Корьякско-Камчатскую складчатую область для маастрихта  
 1 — континент; 2—5 — аккреционные комплексы: 3 — раннемезозойский Пенжинский, 3 — средне-меловой Кууюльско-Алганско-Майницкий, 4 — позднемеловой Эконайско-Емраваамский, 5 — Янранайская и Темдынынская аккреционные призмы; 6 — океаническая кора; 7 — островная дуга; 8 — шельфовые осадки; 9 — осадки краевого моря (корьякская серия); 10 — верхняя мантия

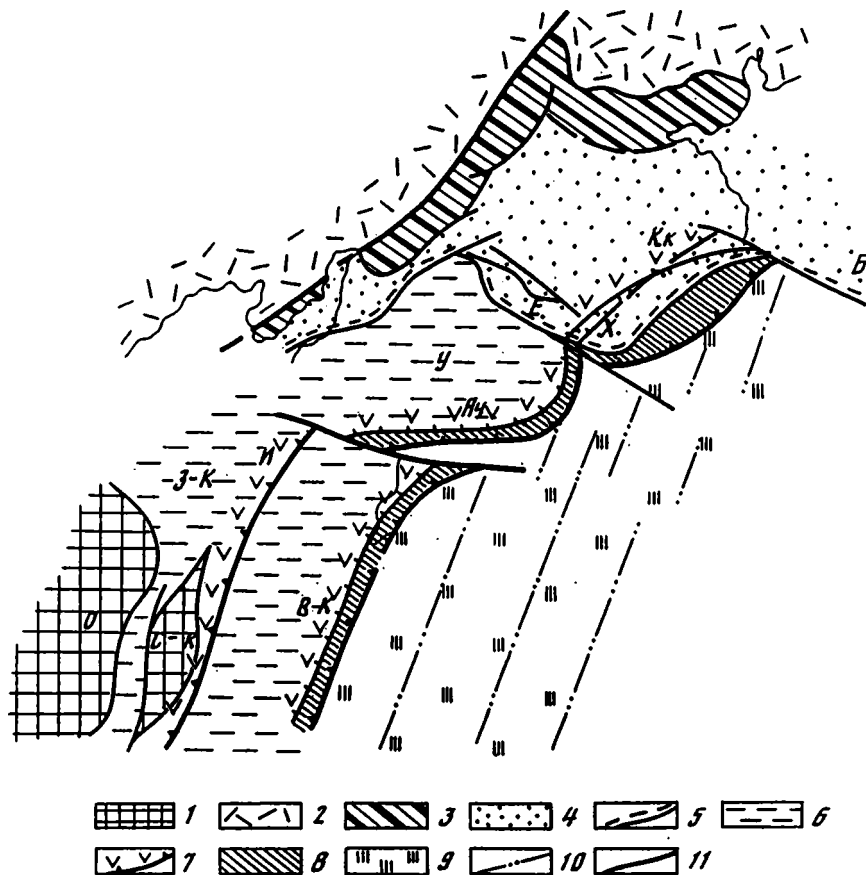
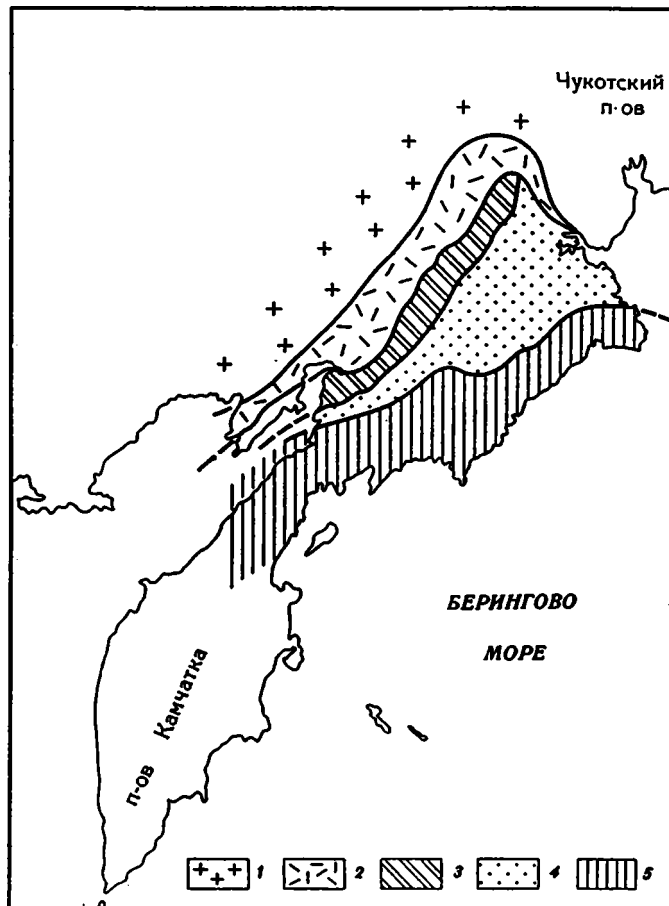


Рис. 48. Палеотектоническая схема маастрихт-датского времени  
 Условные обозначения см. на рис. 46

Рис. 49. Схема, иллюстрирующая последовательный рост восточной окраины Азиатского континента  
 1 — граница континента в поздней юре; 2—5 — аккреционные окраины, маркируемые распространением отложений шельфа, континентального склона и подножия: 2 — в раннем мелу, 3 — в начале позднего мела, 4 — в позднем мелу, 5 — в конце мела — палеогене



химическая неопределенность каканатской гиаокластово-базальтовой формации не дает ответа на вопрос: была ли это островная дуга или структура, подобная трогу Окинава? Во фронтальной части Хатырского поднятия продолжалось формирование аккреционной призмы. Включение "несубдуцированных" комплексов молодой позднемеловой океанической коры, не прошедшей инверсии плотностей, и вулканитов подводных гор вызвало блокировку системы желоб—субдукция. В условиях продолжающегося взаимодействия плит это вызвало перекрытие Янранайского комплекса Эконайским аллохтоном, что завершило становление Эконайской покровной системы.

Новая конвергентная граница континентальной и океанической плит существовала в течение позднего сенона — палеоцена. Она определила образование аккреционных структур Восточной Камчатки, о-ва Карагинского, фронтальных частей Ачайваамской дуги и Хатырского поднятия. Позднее, с заложением Алеутской дуги, граница плит сместилась к океану. В результате этих движений была создана современная структура Корьякского нагорья, завершившаяся в эоцене формированием покровных систем. Деформации сжатия обусловили резкое уменьшение пространства. В северной части Корьякского нагорья шарьирование Алганско-Майницкого аллохтона с амплитудой 150 км вызвало общее сокращение структур Алякватваамского и Великореченского автохтонов, оцениваемое в сотни кило-

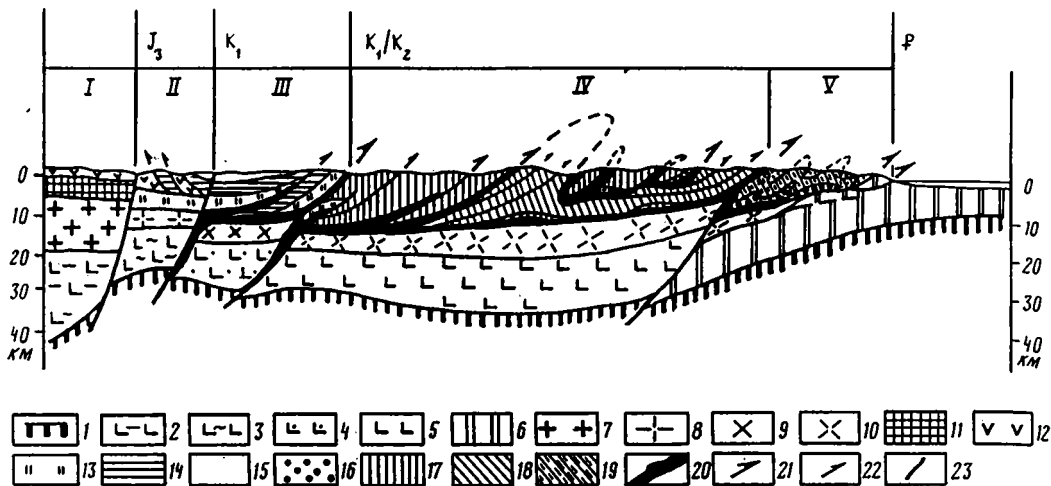


Рис. 50. Аккреционные структуры Корякского нагорья

1 — поверхность Мохо; 2—5 — базальтовые слои: 2 — мезозойд Северо-Востока СССР, 3 — поздних мезозойд, 4 — Ганычалан-Усть-Бельской зоны, 5 — Корякской складчатой области; 6 — океаническая кора с Янраинским аккреционным комплексом; 7—10 — гранитно-метаморфические слои: 7 — мезозойд, 8 — поздних мезозойд, 9 — Ганычалан-Усть-Бельской зоны, 10 — Корякской складчатой области; 11 — рифейско-мезозойские комплексы мезозойд; 12 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 — палеозойские океанические и переходные комплексы; 14 — мезозойские туфотерригенные комплексы; 15 — палеоген-четвертичный чехол; 16 — верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы с тетической фауной; 17 — вулканогенно-кремнисто-граувакковые серии верхней юры — нижнего мела (аллохтон Корякской системы покровов); 18 — туфотерригенные серии верхней юры — верхнего мела (автохтон Корякской системы покровов); 19 — терригенные серии верхней юры — верхнего мела Эконайской покровной системы; 20 — фрагменты верхней мантии и меланократового фундамента; 21 — границы крупных покровных систем; 22 — чешуи и надвиги; 23 — глубинные разломы, разделяющие разновозрастные аккреционные структуры

Основные структурные элементы: I — мезозойды, II — поздние мезозойды, III — Ганычалан-Усть-Бельская зона, IV — Корякская система покровов, V — Эконайская система покровов. Указано время формирования аккреционных окраин Азиатского континента

метров. На юге с Корякской системой покровов в жесткое сочленение вошли структуры Емраваам-Пикасваямской системы покровов, восточная граница с Эконайской системой покровов носила "пассивный" характер. В первой из них произошло дополнительное надвигание более древних комплексов на верхнемеловые отложения, а вся структура оказалась надвинутой на флишевые серии Укэлаятского прогиба. Во втором случае Эконайский аллохтон тектонически перекрыл Янраинский аккреционный комплекс. Общее движение аллохтонных элементов происходило в направлении океана. Увеличение мощности коры сделало ее сопоставимой с континентальной. Однако отсутствие калиевых гранитоидов свидетельствует о незавершенности процесса формирования гранитно-метаморфического слоя.

В южной части Корякского нагорья и на Камчатке, где существовала система островных дуг и междуговых бассейнов, произошло формирование регионального Лесновско-Ватынского надвига, по которому в сторону континента были обдурцированы островодужные комплексы с их океаническим фундаментом. Образование поверхности скола было определено наличием в их тылу или во фронте покрова, континентальных масс и еще достаточно пластичных, не успевших окончательно остыть тел дунит-пироксенит-габбрового состава.

После окончательного формирования в эоцене современной структуры Корякского нагорья вдоль новообразованной аккреционной окраины возникли Кам-

чатско-Корякский (поздний эоцен — ранний миоцен) и олигоцен-миоценовый Курило-Олюторский вулканические пояса [148].

В заключение подчеркнем наиболее важные следствия, вытекающие из анализа тектонической модели. Во-первых, в размещении СВК наблюдается их общее омоложение в направлении от континента к океану, что определяет аккреционный тип тектоники (рис. 49). Во-вторых, рост континентальной окраины осуществлялся посредством включения СВК в разновозрастные покровные системы. При этом одни и те же в палеотектоническом отношении образования нередко оказываются включенными в разные покровные системы или находятся в разном структурном положении. Все они несут следы внутриплитных деформаций, происходивших еще до начала аккреции. Подобный механизм аккреции рассматривается как следствие тектонической расслоенности литосферы. В-третьих, геологическая история насчитывает несколько этапов аккреции, которые сопровождались интенсивными тектоническими деформациями. Выделяются среднеюрская, среднемеловая, позднеэоценовая и эоценовая аккреции. Последовательность роста континентальной окраины и приращения покровных систем изображена на рис. 50. В-четвертых, устанавливаются два типа взаимоотношения аккреционных структур — "жесткое" и "пассивное" сочленения. В первом случае происходило наложение друг на друга разнородных СВК, что вызывало образование вертикальных неоднородностей. Во втором случае в результате сближения в пространстве литопластин (террейнов) возникали латеральные неоднородности. Оба механизма, сменяя друг друга в пространстве и во времени, характеризуют общий процесс формирования тектонических неоднородностей.

### *Глава третья*

## **ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И РЕКОНСТРУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ТИХОГО ОКЕАНА**

Недостатком многих геодинамических и кинематических построений является отсутствие синтеза данных по геологии континентов и океанов. Первые модели движения литосферных плит в Тихом океане (Р. Ларсон, С. Чейз, Т. Хилде, Л.П. Зоненшайн и др.) объясняли современную мозаику в расположении магнитных аномалий непрерывным развитием двух точек тройного сочленения, пяти спрединговых центров и четырех плит — Феникс, Кула, Фаралон, Тихоокеанская. Развитие северо-западной части Тихого океана определялось существованием единого, мигрирующего к северу спредингового центра Кула—Пацифик. Позднее появились модели с большим количеством плит. Дополнительно были выделены плиты Исанаги, Берингия, Чинук. Основные разногласия имеются в отношении реконструкции плиты Кула. Представления Р. Ларсона, С. Чейза, А. Купера, Л.П. Зоненшайна и других исследователей о длительном ее существовании (от 150 до 40 млн лет) трансформировались в выделение плит "Новая" и "Старая" Кула, затем Берингия и Кула и наконец в ограничение времени ее "жизни" поздним мелом — эоценом, 85—50(43) млн лет [173, 193]. Сторонники позднемелового заложения плиты Кула считают, что она возникла в точке тройного сочленения, расположенной к югу от Алеутской дуги, в зоне "большого изгиба магнитных аномалий" (great magnetic bight). Перечисленные модели, несмотря на все их различия, исходят из постулата существования в мезозое в Тихом океане единой системы спрединговых центров типа современных СОХ, а всякие варианты отражают лишь разные представления авторов об эволюции северной точки тройного сочленения.

Главная трудность реконструкций связана с тем, что большая часть плиты Кула, за исключением Алеутского фрагмента, исчезла в зоне поглощения.



Кроме того, как было показано выше, точку зрения на принадлежность Алеутской котловины с аномалиями М1—М13 плите Кула разделяют не все исследователи. Неясной является также природа границы раздела Тихоокеанской плиты и плиты Кула: была ли это рифтовая структура (граница наращивания) или трансформный разлом (граница скольжения)? Обычно рисуется граница наращивания с первоначальным положением юрского и раннемелового спрединговых центров соответственно в южных и экваториальных широтах. В процессе северного дрейфа, пересекая экватор, осадки приобретали характеристики тропических широт. В пределах Тихоокеанской плиты нижнемеловые осадки с тропической фауной вскрыты скважинами глубоководного бурения на широте 30—40°.

К позднемеловому времени граница плит сместилась к северу, приблизившись к структурам Камчатки и Корякского нагорья. При этом верхнеюрско-нижнемеловые океанические комплексы плиты Кула, которые должны были иметь тропическую фауну, в основном субдуцировались, но частично вошли в состав аккреционных структур. Однако, если следовать представлениям Э. Пессаньо [181], комплексы радиолярий Корякского нагорья свидетельствуют о накоплении кремнистых осадков в области умеренных широт Северо-Тетической или Южно-Бореальной провинции. Значительно лучше согласуются с теоретическими расчетами данные В.С. Вишневской о теплолюбивых комплексах радиолярий верхней юры. Тем не менее присутствие в тех же вулканогенно-кремнисто-терригенных толщах холодноводных радиолярий не позволяет дать однозначную интерпретацию.

В случае обнаружения тектонического совмещения столь контрастных комплексов подтвердится экваториальное положение спредингового центра. Если это результат течений, то нужно будет говорить об умеренных или даже высоких широтах. К сожалению, палеомагнитные данные по офиолитам Ягельного меланжа (30°с. или ю.ш.) из-за отсутствия надежных возрастных датировок также не дают ясного ответа. Отсюда следует вся важность постановки специальных исследований по определению первоначального положения аккрецированных комплексов.

Возраст магнитных аномалий М1—М13 Алеутской котловины определяется в интервале 130—113 млн лет (берриас—баррем), что хорошо согласуется с возрастом океанических СВК Кулюльской, Емраваам-Пикасьваямской и Янранайской аккреционных структур, где, помимо раннемеловых, есть позднеюрские образования (оксфорд—апт). Кроме того, здесь с запада на восток наблюдается омоложение (от оксфорда до титона) нижней части разреза вулканогенно-кремнистых отложений, что совпадает с направлением вектора омоложения магнитных аномалий (рис. 51). Следовательно, верхнеюрско-нижнемеловые аккреционные комплексы Корякского нагорья и океаническую кору Алеутской котловины действительно можно считать фрагментами одной океанической плиты. Однако спрединговый центр, вероятно, располагался в северных широтах, поэтому во избежание путаницы с прежними реконструкциями назовем эту плиту Яканувеемской (рис. 52). В этом случае плита "Старая Кула" (или ее модификации Исанаги, Берингия) располагалась между Тихоокеанской и Яканувеемской плитами.

Представления о точке тройного сочленения плит Тихоокеанской, Кула и Фаралон гипотетичны, на что обращали внимание сами авторы [174]. С этих позиций трудно объяснить мозаичный характер мезозойских магнитных аномалий северо-западной части Тихого океана, наличие зон спокойного магнитного поля и разделяющих их поднятий. Так, например, к западу от Императорского разлома аномалии абиссальных котловин, разделенных поднятием Шатского, обладают своим структурным рисунком. К северо-западу от поднятия аномалии М1—М20 имеют северо-восточное простирание с общим удревлением коры в юго-восточном направлении. К юго-востоку от поднятия система аномалий

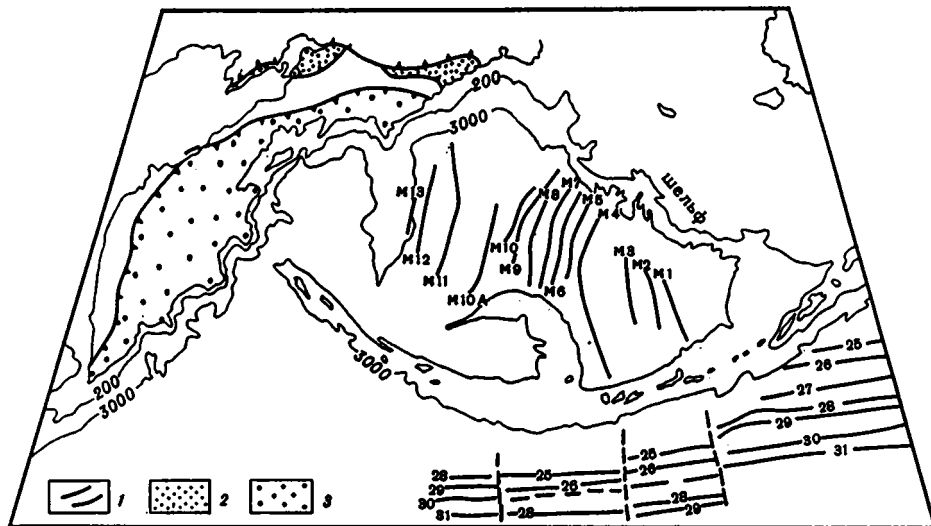


Рис. 51. Схема распространения океанических СВК (использована схема из работы [17])

1 — магнитные аномалии и их номера; 2 — верхнеюрско-нижнемеловые и верхнемеловые комплексы нерасчлененные; 3 — верхнемеловые комплексы

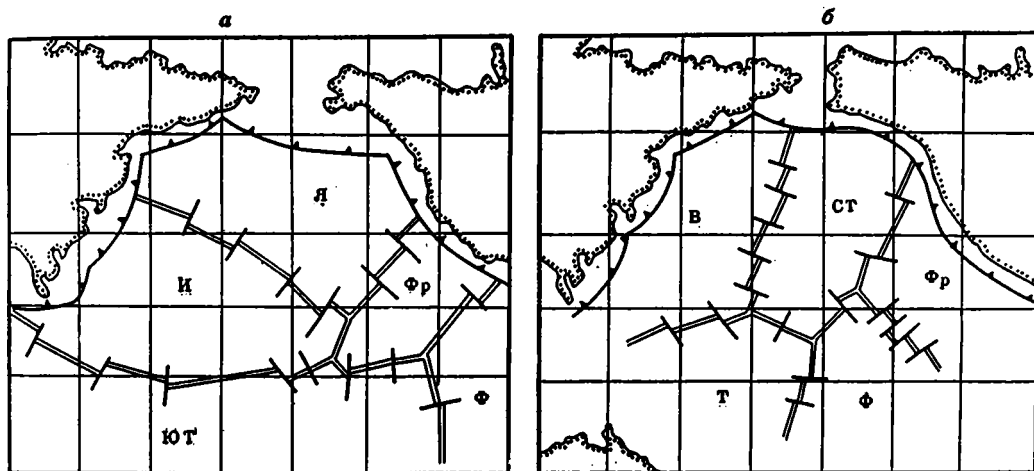


Рис. 52. Схема расположения тихоокеанских плит для поздней юры — раннего мела (а) и позднего мела (б)

Плиты: В — Ватынская, И — Исанаги, СТ — Среднетихоокеанская (Кула), Т — Тихоокеанская, ЮТ — Южно-Тихоокеанская, Фр — Фаралон, Ф — Феникс, Я — Яканувемская

M5—M25 имеет северо-западное простирание с более древней корой в юго-западной части. На севере Меланезийской котловины аномалии, расположенные между юрской и меловой зонами спокойного магнитного поля, имеют обратный, южный тренд омоложения и т.д. Кроме того, объединение в единую мезозойскую планетарную систему спрединговых хребтов Тихого, Индийского океанов, Тетиса возможно лишь при допущении их смещений по трансформным разломам на тысячи километров [174]. Такая сегментация скорее может служить признаком существования большего количества плит, развитие которых было обусловлено самостоятельными центрами спрединга. Мезозойскую часть Тихого океана отличает

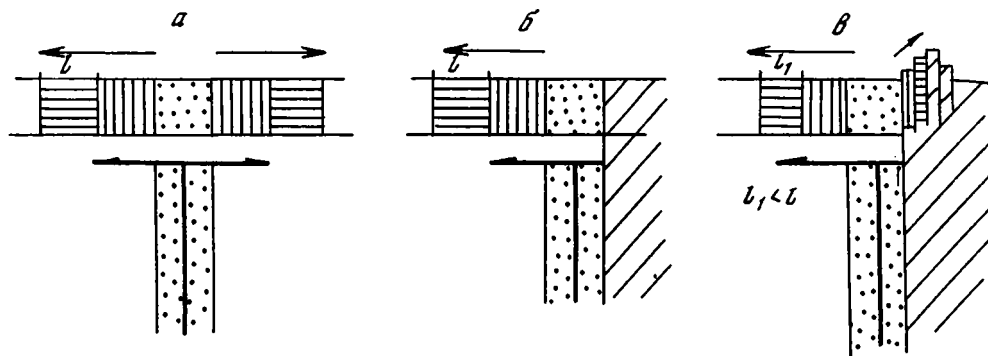


Рис. 53. Схема развития спрединговых зон

Спрединги: *а* — симметричный, *б* — асимметричный, *в* — асимметричный с частичным наращиванием коры и ее деформациями вдоль неподвижного крыла

Штриховка — разновозрастные блоки океанической коры; *l* — длина блока

существование внутренних поднятий. Одни из них, молодые, имеют вулканическую природу, а другие, древние (Шатского, Хесса), — тектоническую. Последние образовались одновременно с абиссальными участками плит и отличаются от них повышенной мощностью коры, ее составом, характером геофизических полей и условиями седиментации [85]. Тектоническая природа океанических плато объясняется по-разному. Т. Хилде предполагает, что они возникли в условиях сжатия на участках конвергенции плит. Бен Аврахам рассматривает их как области офиолитовых аллохтонов. Е.Н. Меланхолина считает их зонами тектонического скучивания океанической коры, приведшего к увеличению мощности второго и третьего океанических слоев.

Альтернативой существующих моделей тектоники плит может служить модель рассеянного (рассредоточенного) спрединга, создавшего участки абиссальных плит, которые разделены океаническими поднятиями, отвечающими зонам тектонического скучивания океанической коры. В этом случае нет необходимости объяснять всю сложность структурного рисунка магнитных аномалий северо-западной части Тихого океана точкой тройного сочленения и эволюцией на протяжении длительного времени (150—400 млн лет) единого центра симметричного спрединга, разделяющего Тихоокеанскую плиту и плиту Кула. Снимается целый ряд противоречий, отмеченных выше.

При рассеянном спрединге образование симметричных аномалий возможно в условиях свободного растекания океанического дна (рис. 53). Существование с какой-либо стороны от центра спрединга препятствия, при фиксированном положении самого центра, приведет к возникновению структуры асимметричного (ориентированного) спрединга. С экранирующей стороны добавление какой-то части новых порций океанической коры может вызвать тектоническое скучивание, которое приведет к образованию корня и росту рельефа. Вероятно, так образуются некоторые внутриокеанические поднятия.

Очень важно, что в самих реконструкциях тектоники плит можно найти данные, подтверждающие правильность предполагаемого подхода. В первую очередь к ним относятся явления асимметричного спрединга, джампинга и внутриокеанических рифтов. В реконструкции Д. Реа и Дж. Диксона [183] предполагается образование в древней коре нового спредингового центра Чинук (82—50 млн лет), расколовшего плиту Фаралон на северную и южную части. В этой модели выделяются пять плит и четыре точки тройного сочленения. Этот пример показателен тем, что детализация схем идет по пути увеличения плит, резких изменений их очертаний и более короткой жизни плит.

Л. Кронке, один из соавторов Т. Хилде [174, рис. 2], обсуждая природу мозаичных аномалий, предложил модель внутриплитного спрединга. К сожалению, эти представления не были оценены должным образом и дальнейшее развитие получила модель с юрской точкой тройного сочленения плит Кула, Фаралон, Феникс. Тем не менее, чтобы объяснить рисунок мезозойских магнитных аномалий, авторы вынуждены допускать смещение точек типа хребет—хребет—хребет по трансформным разломам в периоды после 142 (M20), 116 млн лет (образование поднятия Хесса) и во время эпохи мелового спокойного магнитного поля. Перемещения могли быть связаны с более быстрым спредингом Кула—Пацифик или с асимметричным спредингом плиты Кула. Кроме того, не исключается возможность джампинга.

Модель асимметричного спрединга обычно ограничивалась окраинными морями, но сейчас подобные явления установлены и в океанических плитах. Особенности внутреннего строения океанического дна хребтов Хуан-де-Фука и Горда с 12—5 аномалиями интерпретируются как результат джампинга или асимметричного спрединга [172]. Неопределенность трактовки обусловлена тем, что при коротких расстояниях между аномалиями трудно различить асимметричный спрединг и джампинг. Последний механизм привлекается, если расстояние между аномалиями не менее чем в 2 раза больше эталонной модели. Кроме того, в этом районе есть следы поддвига одной океанической плиты под другую вдоль разломов Бланко и Мендосино [172], что может быть причиной внутриокеанических надвигов.

В раннемеловом спрединговом центре возникли веерообразные аномалии (M9—M12) Центральной впадины Тихого океана [189]. Разные скорости спрединга по обеим сторонам от оси и отсутствие на северном фланге аномалии M12 являются следствием асимметричного спрединга. После прекращения спрединга в связи с джампингом часть раннемеловой плиты Фаралон присоединилась к Тихоокеанской плите. Подобное происхождение, вероятно, имеет также трог Нова Кантон в системе Пацифик—Феникс. Модель асимметричного спрединга объясняет происхождение аномалий в Магеллановом трого Тихоокеанской плиты. Причем авторы отмечают нестабильность и кратковременность существования подобных спрединговых центров и частые джампинги. Горизонтальные смещения по системе разломов Мендосино и Пайонир, произошедшие в эпоху спокойного магнитного поля, были связаны или с асимметричным спредингом, или с джампингом. Явления джампинга в общем характерны для мезозоя—кайнозоя. Джампинг спрединговых центров в сторону прилегающих континентов привлекается для объяснения откола континентальных блоков и последующего их перемещения в виде экзотических террейнов. Так возникли плато Рокколл, континентальные блоки Ян Майен, Сейшельский и др.

Краткий обзор дает возможность говорить о том, что в поздней юре — раннем мелу Мезопацифика представляла собой систему микроплит, размеры и контуры которых определялись совокупностью аномалий одного структурного плана. Северо-западную часть занимала Яканувеемская плита, включавшая фрагмент океанической коры Алеутской котловины. Южнее располагались плиты Исанаги и Тихоокеанская. С этих позиций можно объяснить имеющиеся различия в разрезах океанических СВК Яканувеемской плиты, верхнеюрско-нижнемеловых отложений Тихоокеанской плиты и абиссальных плит современных океанов. Спрединговые центры не были СОХ и по своей морфологии скорее напоминали рифтовую зону Калифорнийского центра, расположенную в депрессионной структуре. Наряду с асимметричным спредингом, вероятно, существовали плиты с диффузионным спредингом. Они характеризовались большим количеством точечных источников магмы и отсутствием коррелируемых аномалий [178].

В самом широком плане эти представления согласуются с данными литологов о существовании определенных различий между палеоокеаническими комплексами

и океаническими формациями (П.П. Тимофеев, И.В. Хворова, В.Н. Холодов и др.). Эволюцию океанического осадконакопления и магматизма можно связывать с изменением тектонических структур и геодинамических обстановок в древних и современных океанах. Суть эволюции фанерозойских структур с корой океанического типа, по мнению Ю.М. Пушаровского и С.В. Руженцева [116, 117], заключается в смене рассеянного спрединга концентрированным.

Рассмотрим теперь реконструкции более молодых временных срезов. Конец раннего мела характеризуется мощным внутриплитным магматизмом. Многочисленные гайоты содержат карбонатные постройки аптского, альбского и сеноманского ярусов. В альбе формируются поднятия Хесса и Мид-Пацифик с утолщенной корой, возникшие в результате активного вулканизма и тектонических процессов [85, 184]. Во впадине Науру скв. 462 вскрыла толщу аптских силлов и потоков. В интервале 110—100 млн лет относительно медленное западное движение тихоокеанских плит сменилось более быстрым дрейфом в северо-западном направлении [173]. Горизонтальные смещения в альбе по разломам Мендосино—Пайонир оцениваются в 750 км. На рубеже 109 млн лет прекратилось образование системы мезозойских аномалий, после чего наступила эпоха спокойного магнитного поля.

В конце раннего мела произошла существенная перестройка тихоокеанских плит. Изучение океанических образований яранайского комплекса, в котором оксфорд-аптские и альб-кампанские СВК слагают разные пластины и между ними отсутствуют переходные слои, дает возможность датировать этот рубеж границей апта-альба (107 млн лет). На схеме размещения аккреционных комплексов (см. рис. 51) видно, что между океанической корой Алеутской котловины и ее аккреционными аналогами располагаются альб-кампанские океанические СВК Камчатки и Корякского нагорья. Причем их местоположение прямо противоположно восточному тренду омоложения аномалий М1—М13. Если предложенная А. Купером с соавторами [170] возрастная датировка аномалий правильная, то возможны два объяснения этого несоответствия. Первый вариант требует поворота блока океанической коры на 180°, который мог произойти в результате взаимодействия Евразийской и Северо-Американской континентальных плит. Согласно второму варианту, который представляется автору предпочтительным, в альб-кампанское время возник и развивался новый центр спрединга, не связанный с более древней границей раздела плит и соответственно с аномалиями М1—М13. Он расколол Якануеимскую плиту с явным структурным несогласием, что предотвратило аккрецию Алеутского фрагмента. Петро- и геохимические особенности юрско-раннемеловых и альб-туронских океанических ассоциаций Камчатского мыса позволяют утверждать, что они являются фрагментами разных плит [146]. Особо следует подчеркнуть, что модели мигрирующего на север хребта Кула—Пацифик определяют формирование коры и ее осадочного чехла в одной климатической зоне. Они не могут объяснить широтную зональность альб-туронских комплексов радиоларий, обнаруженных в океанических отложениях Сахалина, Камчатки и Корякского нагорья (см. с. 112). Эти данные требуют реконструкции позднемелового центра спрединга с субмеридиональным простиранием. Впервые предположение о СОХ, располагавшемся параллельно окраине Азии, было высказано Н.А. Богдановым [17]. Однако нет полной уверенности, что это была именно структура СОХ, да и в остальном эти реконструкции существенно отличаются от предлагаемых в данной работе.

Фрагменты альб-кампанской океанической коры известны на Сахалине, в Японии, в Западно-Филиппинской впадине и на островах Филиппинского архипелага. Кроме того, ее реликт сохранился между Курильским желобом и мезозойскими аномалиями в виде зоны спокойного магнитного поля. В пределах вала Зинкевича были драгированы толентовые базальты с радиологическим возрастом 106,5—32,6 млн лет [34].

Существование двух различных систем мезозойских и кайнозойских аномалий определяет следующий важный этап структурных перестроек тихоокеанских плит. Он датируется в интервале 85—73 млн лет. С ним связан второй пик внутриплитного вулканизма (80—65 млн лет), который вызвал образование на древней океанической коре симаунтов и вулканических цепей, удаленных от срединговых центров [184]. Система кайнозойских аномалий начинается с аномалии 32 (72 млн лет). В это время образовались точка тройного сочленения (аномалии 32—24) и новые плиты — Кула, Чинук и др. Большой изгиб магнитных аномалий не захватывает аномалии моложе 24-й (55 млн лет). Они имеют уже линейную ориентировку и отражают очередное изменение в геометрии плит, в результате которого прекратился спрединг в хребте Кула—Пацифик.

В мезозойской истории Тихого океана устанавливаются три этапа возникновения и развития спрединговых систем: поздняя юра — ранний мел, конец раннего мела — поздний мел и поздний мел — эоцен. Формированию мезозойской и кайнозойской систем магнитных аномалий предшествовали эпохи спокойного магнитного поля. В связи с этим закономерной видится связь этих эпох с периодами структурных перестроек. Для мезозоя характерен связанный спрединг с симметричной и асимметричной модификациями. Внутриплитные спрединговые центры не были объединены в единую рифтовую систему, и Мезопацифика состояла из нескольких небольших короткоживущих достаточно изолированных плит. Они отделялись друг от друга внутриокеаническими поднятиями вулканического и тектонического происхождения. Подтверждением некоторой замкнутости северо-западной котловины может служить характер верхнеюрской фауны, в которой нет планктонных фораминифер [34]. Кроме того, в центральной части Тихого океана нет следов перетолжения донных осадков с возрастом древнее 70 млн лет [190], что может быть свидетельством отсутствия в это время глубоководных циркумтихоокеанских течений.

С образованием альб-кампанского спредингового центра конфигурация плит резко изменилась. Сам центр, подобно Восточно-Тихоокеанскому поднятию, располагался асимметрично к центру океана, ближе к Азиатскому континенту. Существовавшая к западу от оси спрединга океаническая плита (назовем ее Ватынской) позднее была субдуцирована, а отдельные ее фрагменты вошли в состав аккреционной окраины Азии. Океаническая кора Алеутской котловины, плиты Иснаги и древней части Тихого океана были объединены в новую Срединно-Тихоокеанскую плиту. На востоке от плиты Фаралон она отделялась еще одним спрединговым центром, который продуцировал океаническую кору зоны спокойного магнитного поля. Для этого времени характерны субмеридиональные оси спрединга и более крупные размеры плит.

Начиная с 72 млн лет возникла единая планетарная система СОХ. Разнородные структуры западной и центральной частей Тихого океана вошли в состав Тихоокеанской плиты. С этого времени начал оформляться современный структурный план Тихого океана.

Подобно континентам, меняющим во времени свои очертания, океанические плиты также изменчивы и несут следы структурных перестроек. Данная модель хорошо согласуется с представлениями о тектонических неоднородностях ложа Тихого океана, обладающего различной внутренней нарушенностью и прочностью [85, 115]. Л.Э. Левин и В.Е. Ханн [78] отмечают значительные вариации осредненной петрологической модели симатической коры, которые отражают разномасштабные неоднородности ее строения. По их мнению, эволюция коры обусловлена существованием первичных и вторичных неоднородностей. Последние вызывают горизонтальные перемещения блоков и пластин океанической коры, расслоение и смещение отдельных горизонтов и главным образом слоев 2В и 2С относительно друг друга.

Обращаясь к предыдущей главе, легко убедиться, что выделенные три этапа

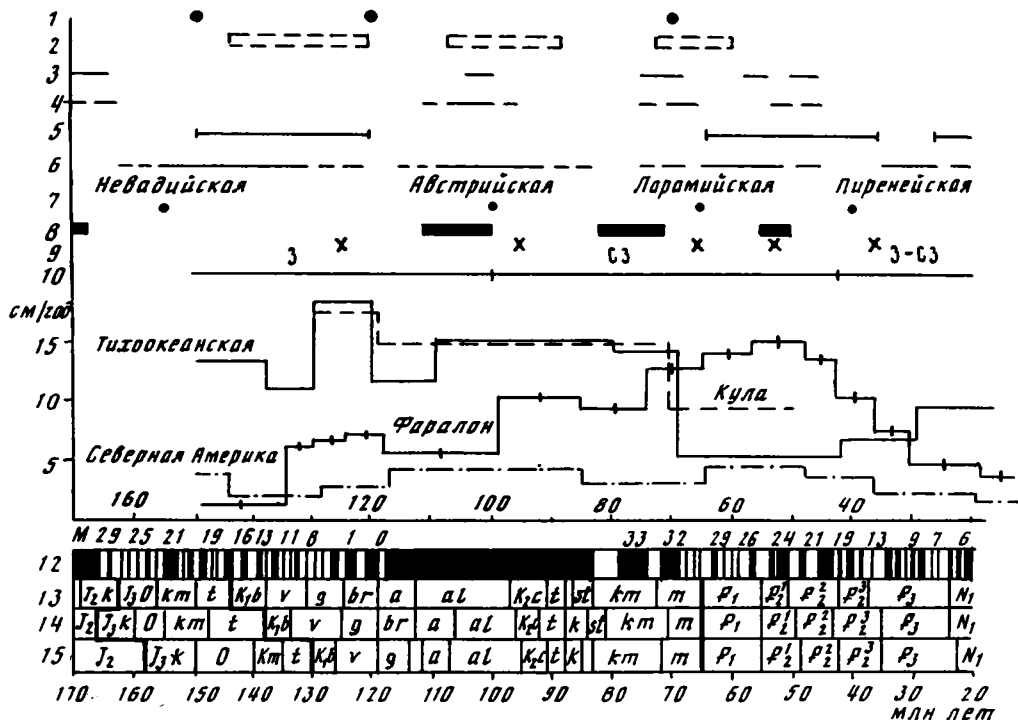


Рис. 54. Схема корреляции тектономагматических событий

1 — эпохи гранитоидного магматизма [46]; 2—6 — этапы: 2 — вулканизма ОЧВП [77], 3 — покровообразования, 4 — аккреции, 5 — эволюции спрингловых центров [78], 6 — развития краевых морей; 7 — фазы складчатости; 8 — эпохи образования новых плит; 9 — перестройка трансформных разломов; 10 — направление движения тихоокеанских плит (Д. Хендерсон и др., 1984 г.); 11 — скорости перемещения плит (РТМ; Р. Ларсон, К. Питман, 1972 г.; Л.П. Зоненшайн и др., 1987 г. [173]); 12 — магнитная шкала; 13—15 — геохронологические шкалы: 13 — по В. Харленду и др., 1985 г., 14 — по Г.Д. Афанасьеву, 1987 г., 15 — по Д. Одину, В. Кеннеди, 1982 г.

развития тихоокеанских плит синхронны этапам развития континентальных окраин северо-востока Азии. Ниже будет рассмотрена корреляция этих событий на общем фоне глобальных тектонических явлений в океанах и на континентах (рис. 54).

Средняя—поздняя юра — это время образования современных океанов (впадина Центральной Атлантики; бассейны Уортон, Арго и Кьюве в Индийском океане). Судя по возрасту наиболее древней коры Тихого океана (бат—келловей, кв. 801), в среднемюрское время на месте Панталассы начал формироваться Мезопацифик. Этот временной рубеж соответствует юрской эпохе спокойного магнитного поля и подчеркивается образованием глубоководных впадин окраинных и внутренних морей [17]. В Корякско-Чукотском сегменте они имеют деструктивную природу. На северо-востоке нашей страны с этим этапом была связана или предшествовала ему аккреция Сибирского континента структурами мезозойд, а также приключение Корякской тетической литопластины. Континенты испытали деформации невадийской и позднекиммерийской складчатости.

Наиболее ярко выражен среднеюрский этап структурных перестроек, который по времени совпадает с австрийской (орегонской) фазой складчатости и орогенезом Рангитата. Именно в это время возникли новые конвергентные и дивергент-

ные границы тихоокеанских плит. В результате коллизии объединялись Сибирский континент, Чукотский блок, Удско-Мургальская и Золотогорская островные дуги. Со стороны океана вновь образованный Азиатский континент нарастался СВК Ганычалан—Усть-Бельской зоны и Куюльской системы покровов. Вдоль края континента над новой сейсмофокальной зоной стал развиваться ОЧВП. В переходной зоне континент—океан в Алганско-Майницкой структуре произошло тектоническое сучивание островодужных и окраинно-морских СВК и началось формирование Яранайской и Пикасьваямской аккреционных призм. Интересно, что на средний альб — поздний альб пришлось коренное изменение флоры (переход от мезофита к неофиту) северо-востока Азии [127].

Структурная перестройка альб-сеноманского времени была наиболее значительной и на Дальнем Востоке [85]. Кардинальные изменения произошли в Тетисе (перестройка спрединговых центров, внутриокеаническое сучивание) и на обрамляющих континентах [63]. 110 млн лет назад — время раскрытия Северной Атлантики и Бискайского залива, отделения Африки от Южной Америки. В результате Атлантический океан приобретал очертания, близкие к современному, и терял связь с Тетисом. Среднемеловой период структурных перестроек совпадает с изменением направления движения тихоокеанских плит с западного на северо-западное, с внутриплитным океаническим вулканизмом и соответствует меловой эпохе спокойного магнитного поля.

В конце мела в Тихом океане (72 млн лет) начала оформляться система кайнозойских аномалий как составная часть мировой системы океанических рифтов (Е.Е. Милановский, Ю.М. Пущаровский). Новый океанический бассейн возник между Австралией и плато Кэмпбелл. Одновременно с перестройкой спрединговых систем в позднем кампане — маастрихте возникла и новая конвергентная граница Азиатской и Тихоокеанской плит. В ОЧВП субдукционный вулканизм сменился маастрихт-палеоценовыми рифтогенными базальтами [148]. Вдоль восточной окраины Азии возникла новая система островных дуг и окраинных морей. Позднесенонский период аккреции обусловил дальнейший рост континентальной окраины вдоль северной периферии Тихого океана, где возник Северо-Корякско-Беринговский шельф. Аккреция сопровождалась становлением Эконайской и Емраваам-Пикасьваямской систем покровов, тектоническим сучиванием океанических комплексов Ватынской плиты.

С ларамийской эпохой складчатости на континентах (пик 65 млн лет) можно связывать тектоническое сучивание в Корякской системе покровов, в Среднем хребте Камчатки, начало аккреционных явлений на Восточной Камчатке и перескок к югу, в Алеутский желоб, конвергентной границы плит.

В интервале 43—40 млн лет северо-западное движение тихоокеанских плит сменилось западно-северо-западным [173]. Вдоль всей западной периферии Тихого океана в эоцене произошла обдукция крупных офиолитовых аллохтонов. В южной части Корякского нагорья и на Камчатке в результате обдукции (Лесновско-Ватынский надвиг) нарастался край континента. В эоцене аккреционные процессы завершили формирование Корякско-Чукотского сегмента континентальной окраины Азии. На континентах возраст 40 млн лет считается пиком пиренейской фазы складчатости.

Корреляция тектонических событий позволяет определить аккрецию как дискретный процесс. Существует прямая связь между аккрецией и тектоническим сучиванием (формирование покровных систем). Тектонические деформации, сопровождающие аккрецию, носят глобальный характер и выражены как на континентах, так и в океанах.

В.Е. Хаин [149] обратил внимание на совпадение фаз реорганизации системы литосферных плит с основными эпохами тектогенеза в складчатых системах континентов и считал причиной пульсацию Земли. В истории океана Тетис



устанавливается связь коллизий и рифтогенеза. А.Л. Книппер и В.Г. Казьмин [62] выделили четыре эпохи (250, 220, 110—100 и 40 млн лет) смещения оси раздвижения, в которой рифт во времени сменялся спредингом и синхронным отколом террейнов от Гондваны с последующим дрейфом к северу и одновременной коллизией на активной северной окраине Тетиса. Особо обращаем внимание на то, что последние три эпохи коррелируются с явлениями тектонических перестроек в Тихоокеанском полушарии.

В заключение рассмотрим вопрос о причинах глобальной синхронности столь разнородных событий.

Поскольку проблема взаимосвязи поверхностных и внутренних процессов крайне сложная и многоплановая, мы ограничимся только поисками генетических связей в самых общих проявлениях. Тектоника плит первопричиной субдукции, аккреции и коллизии считает процессы растекания океанической коры и перемещения литосферных плит, которые вызваны конвективными течениями. Однако сам факт синхронности явлений не может служить доказательством существования между ними причинно-следственных связей. Тем более что скорость спрединга и перемещения литосферных плит плохо коррелируются с периодами аккреции, тектонических деформаций и вспышками вулканизма на активных окраинах континентов [123]. Очевидно, между этими явлениями существуют более сложные опосредованные связи, а их синхронность скорее свидетельствует о том, что все они являются следствием глубинных процессов, происходящих в мантии и на границе ядра и мантии. Так, например, изменение системы конвективных ячеек в мантии может вызвать глобальные структурные перестройки [63, 78]. Вспышки внутриплитного вулканизма, источником которого является обогащенная нижняя мантия, указывают на еще большую глубинность происходящих процессов. Эпохи спокойного магнитного поля и резкие изменения миграции полюсов отражают крупные пертурбации планетарного типа.

Таким образом, причину тектонических перестроек в структурах океанов и континентов следует искать в глубинных процессах, которые в зависимости от реологических свойств геологических тел, испытывающих деформации, по-разному проявляются в верхних структурных оболочках Земли. Возникающие при этих процессах разного рода неоднородности могут быть источником тектонических движений [69, 115, 138, 139]. Они реализуются в течение определенных временных интервалов в соответствии с заданными границами и размерами этих неоднородностей и продолжают до их исчезновения или появления новых неоднородностей.

Проведенный анализ показал, что традиционные модели не в состоянии объяснить особенности размещения и возраст океанических образований, обнаруженных в структуре Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. Они не согласуются с имеющимися данными о климатической зональности фаунистических комплексов. Новый подход к реконструкции тихоокеанских плит имеет два важных принципиальных отличия. Первое заключается в том, что в основе прежних реконструкций лежит "эволюционный" подход к развитию спрединговых систем, а предлагаемая модель допускает существование глобальных "катастрофических" периодов структурных перестроек, охватывающих океаны и континенты. Вторая особенность состоит в том, что процессы растекания океанического дна, образования зон перехода океан—континент и формирования континентальной коры рассматриваются как единое следствие глобальных процессов, происходящих в недрах Земли и формирующих разного рода неоднородности.

Нестационарность системы горячих точек в пространстве свидетельствует о латеральных перемещениях масс на уровне нижней мантии или на границе ядра и мантии. Современные модели допускают существование по крайней

мере двух глубинных уровней конвективных ячеек. Тектоника плит обосновала возможность перемещения литосферных плит по астеносферному слою. При этом сами астеносферные слои расщеплены на отдельные волноводы. Модель двухъярусной тектоники плит Л.И. Лобковского объясняет горизонтальное проскальзывание коровых плит относительно подстилающей литосферы. Концепция тектонической расслоенности литосферы, базирующаяся на большом фактическом материале по региональной геологии, определила возможность дифференцированного перемещения коровых и мантийных литопластин внутри литосферы. В этом плане концепция глобальной тектонической расслоенности и учение о неоднородностях могут явиться той основой, на которой будет создана новая теория геологических процессов. Будущая теория должна использовать такие фундаментальные понятия как принцип диссиметрии (см. следующую главу) и теоретические разработки брюссельской школы И. Пригожина в области неравновесной или нелинейной термодинамики. На современном уровне знания актуалистический подход необходимо дополнить пониманием процессов самоорганизации, необратимости открытых систем, диссипации и роли случайности, без чего невозможно восстановить "эволюционное древо" Земли.

## *Часть четвертая*

### ДИССИММЕТРИЯ ЗЕМЛИ: ОБРАЗОВАНИЕ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Океаны и континенты являются основными структурными элементами земной поверхности. Они сосуществовали на протяжении длительного геологического времени. Однако вопрос о количественном их соотношении в прошлые эпохи остается неясным. В.И. Вернадский определил отношение площади океанов к площади суши константой 2,43. Сторонники изменчивости площадей, занимаемых сушей и водой, делятся на три группы. Первая, наиболее многочисленная группа исследователей видит эволюцию Земли в увеличении площади континентов, вторая — океанов, а третья придерживается мнения о смене во времени геократических (преобладание суши) и талассократических (преобладание воды) эпох.

Для объяснения столь тривиальной закономерности, как сосуществование материков и океанов, В.И. Вернадский обратился к двум величайшим открытиям — Л. Пастера и П. Кюри, применив их к анализу геологических явлений. Л. Пастер обнаружил явления диссимметрии пространства жизни, определив тем самым глубокие различия в проявлении живого и неживого на нашей планете. П. Кюри показал, что диссимметрия имеет более глубокий смысл, как свойство пространства—времени.

Поскольку в геологических процессах время и пространство неразделимы, то вектор полярности должен существовать как в строении времени, так и в строении пространства. В первом случае полярность определяет такое свойство, как необратимость, а во втором случае — как анизотропность. Сам принцип П. Кюри может быть сформулирован следующим образом: когда некоторые явления проявляют диссимметрию, то эта диссимметрия должна обнаруживаться и в причинах, их порождающих. Согласно этому принципу, крупнейшие неоднородности земной коры (океаны и континенты) можно рассматривать как следствие диссимметрии.

В.И. Вернадский подчеркивал, что распределение океанов и суши не является палеогеографическим явлением, а связано с определенной структурой земной коры, идущей вглубь, на многие километры, и лежащей глубже большинства тектонических смещений. Он ограничивал проявление диссимметрии глубиной 60 км, считая, что диссимметрия в распределении суши и воды есть явление земной коры, а не всей планеты и что она погашается с глубиной.

С тех пор представления о глубинном строении совершенствовались, и теперь можно определенно говорить о диссимметрии в строении континентальной и океанической литосфер. Сейсмическая томография представила данные о различных скоростных параметрах континентальных и океанических плит до глубин 200 и даже 400 км [177]. Определенное совпадение горизонтальных неоднородностей в верхней мантии с крупнейшими тектоническими элементами земной поверхности указывает на главенствующую роль тектоники. Сейсмофокальные зоны также являются следствием неоднородностей, прослеживающихся до глубин 600—700 км. Модель субдукции является попыткой на современном теоретическом уровне объяснить механизм формирования этих неоднородностей. П.Н. Кро-

поткин с соавторами [73], выделяя три типа структур земной коры (пояса кайнозойской складчатости, срединно-океанические хребты и кратоны), определяют глубину неоднородностей в 200—1000 км. Геофизические неоднородности обнаружены на глубинах 2500 км и более. Так, Северная Евразия имеет высокоскоростную нижнюю мантию, а Тихий океан — низкоскоростную.

Ю.М. Пушаровский [115], намечая иерархию разного рода неоднородностей, крупнейшими из них считает деление Земли на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты. Они определяются особенностями строения и положения в пространстве континентов и океанов. Более мелкие структурные неоднородности выражены различиями в строении и возрасте самих материков и океанов и т.д. В структурном аспекте близки представления Дж. Грегори (1914 г.) и Н.А. Штрейса (1964 г.) о биполярности развития северного, "континентального" и южного, "океанического" полушарий.

Здесь уместно обратить внимание на очень существенную разницу в понятиях "асимметрия" и "диссимметрия" [113]. Неравномерное распределение океанов и континентов отражает асимметрию, а появление океанов и континентов есть следствие диссимметрии, и именно она определяет глобальную генетическую неоднородность Земли. Следовательно, главное различие проходит не между континентальными и океаническими полушариями, будь то северное, западное или какое-либо другое, а между структурами континентов и океанов.

Основной философский смысл принципа диссимметрии заключается в необходимости признания причин, вызывающих нарушение симметрии. В геотектонике, согласно этому принципу, должен быть сделан важнейший вывод о самостоятельности процессов, порождающих образование океанов и континентов. Рассмотрим теперь, как согласуются с принципом диссимметрии современные геотектонические концепции.

В тектонике плит основными структурами являются не континенты и океаны, а литосферные плиты, в состав которых могут входить части океанов и континентов. Формирование континентальной и океанической кор обусловлено движениями на конвергентных и дивергентных границах литосферных плит. Понятия континентальной и океанической аккреций довольно близки к пониманию диссимметрии. Однако главная роль в тектогенезе отводится спредингу. Менее разработаны вопросы становления континентальной коры. С.Р. Тейлор и С.М. Мак-Ленан (1988 г.) убедительно показали, что андезитовая модель не способна объяснить формирование континентальной коры в архее.

Среди сторонников направленного развития земной коры имеются различные точки зрения. Одни исследователи суть этой эволюции видят в образовании океанов, а другие — континентов. К последним относится большинство приверженцев геосинклинальной теории. В связи с тем что в нашей стране еще многие геологи продолжают работать в рамках геосинклинальной парадигмы, автор считает необходимым обсудить перспективы этого учения. Наиболее авторитетная в этом учении концепция геосинклинального процесса [106, 136, 137] самым тщательным образом разбирает именно вопросы формирования складчатых поясов и коры континентального типа. Очевидно, что по многим аспектам этой проблемы она значительно опередила концепцию коллажа террейнов. Казалось, с учетом основных положений тектоники плит, она могла бы стать универсальной теорией.

Круг вопросов, связанных с взаимоприемлемостью этих концепций, был обстоятельно разобран В.Е. Хаиным в 1986 г. Разделяя многие высказанные в статье положения и главный тезис о неправомерности противопоставления учения о геосинклиналях теории тектоники плит, автор данной работы не может согласиться с основным выводом о перспективности взаимного обогащения и углубления этих концепций по следующим причинам. Во-первых, терминологические трудности и недоразумения существуют. Особенно это касается самого

термина „геосинклиналь”. Во-вторых, простое объединение, пусть лучших сторон, разных концепций без создания новой теоретической базы эклектично и, как правило, обречено на неудачу. В-третьих, наиболее совершенная из геосинклинальных концепций теория геосинклинального процесса предполагает лишь однонаправленное развитие земной коры, что является главной причиной, ограничивающей ее применимость. Остановимся на этом вопросе подробнее.

Латеральный ряд структур океан — переходная зона — континент существует на протяжении длительного геологического времени. Развитие каждой структуры характеризуется своими процессами, отвечающими соответственно океанической, переходной и континентальной стадиям. Образование континентальной коры (геосинклинальный процесс) происходит по периферии океанов в островных дугах и на аккреционных окраинах. Океаническая кора (океаническая стадия) рождается в океанах и структурах краевых морей переходных зон. В Тихом океане, несмотря на явления тектонического скупивания океанической коры [85, 114], нет следов геосинклинального процесса. Фрагменты структур континентального ряда в новообразованных океанах являются лишь реликтами древней континентальной коры, попавшими в океан в результате деструкции и распада континентов. Следовательно, если в океанах нет следов преобразования океанической коры в континентальную, то эти структуры должны быть исключены из областей геосинклинального процесса. В этом заключается структурное несоответствие, или парадокс, геосинклинальной концепции.

Рассмотрим теперь временной вертикальный ряд: океаническая — переходная — континентальная стадии и соответствующие им структуры. Ответ на этот вопрос дает изучение СВК и истории развития складчатых поясов. Возрастные отношения между СВК таковы, что на любом этапе развития складчатой области мы всегда восстанавливаем латеральный ряд структур. Океаническим комплексам Панталассы, Мезопацфики, тихоокеанских плит соответствуют свои, одновозрастные им переходные и континентальные комплексы.

Сложнее обстоит дело с выявлением временного, эволюционного ряда этих стадий. Не удастся обнаружить ни одной структуры, которая прошла бы последовательное развитие от океанической стадии через переходную до континентальной. Совместное нахождение СВК этих стадий вызвано тектоническими причинами, такими, как скупивание, расслоение, пространственное сближение и причленение. Следовательно, эволюционный ряд океаническая — переходная — континентальная стадии отсутствует. В этом заключается историко-генетический парадокс концепции «направленного геосинклинального развития земной коры».

Латеральный ряд структур континент — переходная зона — океан создается двумя разнонаправленными процессами — образованием океанической коры и образованием континентальной коры (так называемый “геосинклинальный процесс”).

Вопросы формирования коры переходного и континентального типов подробно рассматриваются в концепции геосинклинального процесса. Здесь уместно ограничиться отдельными замечаниями. Тектоническая модель Корякского нагорья показывает, что не существует в чистом виде автохтонного и аллохтонного способов становления континентальной коры, образование которой правильнее рассматривать как сочетание обоих механизмов. Как было видно на примере ОЧВП, автохтонный способ может привести лишь к образованию утолщенной по мощности, но аномальной по своему строению коры переходного типа с резко увеличенным базальтовым слоем. В структурах тектонического скупивания в отличие от окраинно-материковых поясов и островных дуг автохтонный способ локализуется, скорее всего, на более глубоких уровнях земной коры и не сопровождается массовыми излияниями вулканитов.

Следующее замечание касается самого понимания геосинклинального процесса.

Сказанное выше убеждает в невозможности непосредственного преобразования океанической коры в континентальную. Формирование и разрастание гранитно-метаморфических слоев на переходной и континентальной стадиях происходит в условиях открытой системы с постоянным добавлением аллохтонного и эндогенного вещества и при участии широкого спектра разного рода вещественных преобразований.

С позиций диссимметрии иной смысл и значение приобретает океаническая стадия. Очевидна необходимость признания ее в ранге самостоятельного процесса образования океанической коры, равного по своей значимости и масштабу геосинклинальному процессу. Некоторая аналогия с автохтонными и аллохтонными способами становления континентальной коры, вероятно, существует и при образовании океанической коры. В срединно-океанических хребтах автохтонным способом создается новая кора мощностью не более 5—6 км. В областях с утолщенной корой, вероятно, есть структуры, созданные тектоническим скучиванием, т.е. аллохтонным способом [85, 114].

Признание самостоятельности океанообразования и континентообразования этих двух ведущих процессов в тектоническом развитии Земли снимает многие отмечавшиеся в главе первой части трудности и объясняет деструктивно-конструктивный характер эволюции. Океанообразование — процесс существенно мантийный, приводящий к образованию океанической коры, а континентообразование — главным образом коровый (мантийно-коровый). Согласно концепции тектонической расслоенности, базальтовые магмы возникают в мантийных зонах скучивания ультрамафитового и мафитового материала, а гранитоидные магмы — в аномальных коровых зонах скучивания сиалического материала. Следовательно, глубинность обоих процессов также определяется диссимметричными причинами.

Проблема первичности континентальной и океанической коры остается нерешенной. Важно, что с момента разделения протовещества на сиалический и мафический типы они стали развиваться различными путями. Вопросам образования и эволюции континентальной коры посвящена обширная литература. В отношении океанообразования заслуживают внимания представления Н.Л. Добрецова (1985 г.). В раннем докембрии мафическому ряду отвечают габбро-анортосит-эндербитовые серии. Формирование кратонов с мощной сиалической корой закончилось к рубежу 3,7—3,5 млрд лет. В это время произошла смена протоокеанических комплексов коматитовыми сериями. Основной объем сиалической коры сформировался к рубежу 1,9 млрд лет. Именно в это время на смену коматитам пришли офиолиты — фрагменты древней океанической коры — и впервые появились щелочные породы. Широкое распространение этих комплексов в Тихоокеанском поясе определяет, на наш взгляд, начальные этапы образования Тихого океана. Важность этого рубежа в истории Земли подтверждается возникновением мантийной неоднородности, которая по изотопам стронция оценивается в 1,9—1,6 млрд лет, а по изотопам свинца — в 2 млрд лет. Анализируя разновозрастные меланократовые комплексы Корякского нагорья, Г.Е. Некрасов и С.М. Ляпунов (1987 г.) выделили три стадии преобразования литосферы мафических областей раннего докембрия в океаническую литосферу — доокеаническую (2700 млн лет), протоокеаническую (2700—1700 млн лет), палеоокеаническую (1700 млн лет).

Итак, мы приходим к выводу, что на протяжении длительной геологической истории, во всяком случае с момента образования сиалического и мафического типов коры, существовали два процесса — океанообразование и континентообразование. Они обусловили диссимметрию Земли. Оба процесса и соответствующие им структуры представляют собой саморазвивающиеся, эволюционирующие во времени системы. Обе системы являются открытыми, поскольку между ними постоянно происходит обмен энергией и веществом. Показателями открытости служат явле-

ния преобразования океанической коры в континентальную и разрушения континентальной коры с образованием океанических структур. Наиболее ярко обмен проявляется в переходных зонах, где одновременно протекают конструктивные и деструктивные явления. Правильнее сказать, что переходные зоны существуют благодаря взаимодействию и обмену, происходящим на границах континентальной и океанической неоднородностей. В этом плане они являются крайне неустойчивыми структурами. Помимо латеральных неоднородностей, были обнаружены вертикальные контрасты. Отрицательные остаточные аномалии и повышенный тепловой поток над окраинными морями свидетельствуют о разуплотнении подкорового вещества. В то же время по спутниковым данным выявлены региональные положительные аномалии, указывающие на избыточные массы, находящиеся ниже астеносферы и прослеживающиеся до глубины 1000 км.

Правомочность такого подхода к анализу эволюции нашей планеты следует из структурных, литологических, петрологических, геофизических, геохимических, биологических различий континентов и океанов. Причина возникновения диссимметрии своими корнями уходит в ранние этапы развития планеты. Концепция диссимметричного развития Земли ни в коей мере не исключает воздействия планетарных (космологических) факторов, но они играют второстепенную роль, оказывая лишь воздействие на диссимметрию, возможно, даже существенно меняя формы ее проявления, но саму причину диссимметрии не уничтожают. Понятие „диссимметрия” позволяет с новых позиций подойти к объяснению имеющихся крупнейших геохимических, петрографических, тектонических и других неоднородностей и к рассмотрению их во всей совокупности проявлений. В тектонике диссимметрия решает вопрос о причинах тектонической неоднородности, заключающейся в существовании и эволюции двух типов структур — континентов и океанов. Изучение процессов океанообразования и континентообразования — задача комплексная и требует совместных исследований тектонистов, литологов, геохимиков, петрологов, геофизиков. Решение этих вопросов выходит далеко за рамки данного исследования. Важно было показать, что имеющийся фактический материал по геологии Тихоокеанского сегмента позволяет использовать принцип диссимметрии и наметить перспективные пути исследований в этом направлении. В методологическом плане признание самостоятельности океанообразования и континентообразования может быть основополагающим принципом, который дает возможность выделить и синтезировать лучшие достижения геосинклинальной теории, тектоники плит, коллажа террейнов, тектонической расслоенности, учения о тектонических неоднородностях в виде новой теории диссимметрии Земли.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе сравнительно-тектонического анализа СВК разработана новая аккреционная модель тектонического развития Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. Подводя итог анализу структуры и истории развития региона, остановимся на наиболее важных положениях и следствиях тектонической модели.

Структура представляется в виде нескольких сложно построенных и длительно формирующихся покровных систем, которые различаются внутренним строением, возрастом и временем причленения к континентальным окраинам. В морфогенетическом отношении выделяются три типа покровов: пакеты чешуй и надвигов, разновидностью которых являются аккреционные структуры; крупные пластины (Майницкий и Ватынский аллохтоны); покровы и пластины, смятые в сложные лежащие складки (Эконайский аллохтон). Большинство аллохтонных элементов Корьякского нагорья являются бескорневыми.

Формирование континентальной окраины к востоку от ОЧВП происходило в течение длительного времени — от позднего палеозоя до середины палеогена, когда закончилось становление современной покровно-складчатой структуры. В тектонической эволюции устанавливаются три крупных этапа развития: позднепалеозойско-раннемезозойский, среднемезозойский и позднемезозойско-раннекайнозойский. Для каждого временного интервала с помощью палеотектонического анализа и палинспастических реконструкций восстанавливаются геодинамические обстановки и латеральные ряды структур в системе континент—океан. Их развитие в указанных временных интервалах было предопределено существованием тектонических неоднородностей, создавших свой структурный план и свой режим седиментации и вулканизма.

Этапы длительного эволюционного развития прерывались кратковременными периодами тектонических деформаций и структурных перестроек. В итоге возникали новые тектонические неоднородности, определявшие смену тектонических режимов и положение новых конвергентных границ плит. Крупнейшими периодами являются среднеюрский, среднемеловой и эоценовый, менее масштабно и более расплывчато выражены позднесенонские деформации. Предлагаемая тектоническая модель развития представляется в виде последовательности эволюционно-катастрофических событий.

В размещении разнообразных СВК наблюдается их общее последовательное омоложение в направлении от континента к океану. Особенно отчетливо это проявляется на примере шельфовых, склоновых и океанических образований. Подобная закономерность определяет аккреционный тип тектоники.

В процессе аккреции в состав континентальной окраины включались разнообразные в палеотектоническом отношении комплексы, в том числе экзотического происхождения. Среди последних наиболее показательны верхнепалеозойско-раннемезозойские островодужные и палеоокеанические комплексы с тетической фауной. Они накапливались значительно южнее, в экваториальных широтах, и затем переместились к северу, последовательно причленяясь к окраинам Азиатского кон-



тинента. В процессе своего перемещения эти комплексы, обычно рассматриваемые как террейны, в структурном отношении не были "пассивными пассажирами". Их внутреннее строение несет следы интенсивных деформаций: дробление (милониты, катаклазиты) и расслоение разрезов с последующим скупиванием (чешуйчатые структуры). По мере приближения к континентальным окраинам происходило объединение разнородных комплексов в единые аллохтонные структуры, что сопровождалось увеличением мощности коры и выплавлением плагиогранитов.

СВК, в том числе и экзотические, причленились к континентальным окраинам посредством вхождения их в различные покровные системы. В результате одинаковые СВК оказались в разном структурном положении или в разных покровных системах. Аккреция блоков рассматривается лишь как частный случай. Возможны два типа аккреции — "жесткое" сочленение (вертикальная аккреция) и "пассивное" причленение (горизонтальная аккреция). В первом случае происходит наложение друг на друга (скупивание) разнородных литопластин, что приводит к образованию вертикальных неоднородностей, а во втором случае в результате сближения литопластин в пространстве возникают латеральные неоднородности. Таким образом и тот и другой типы, сменяя друг друга во времени и в пространстве, отражают общий процесс формирования тектонических неоднородностей. Необходимо помнить, что при вертикальной аккреции нижние части коры или литосферы могут иметь более молодой возраст. Отсюда следует, что в подобного рода континентальных окраинах или отдельных их структурах состав верхних литопластин не позволяет судить о составе нижней части новообразованной литосферы. К сожалению, это важное ограничение практически не принимается во внимание при геодинамических интерпретациях.

Аккреция континентальной окраины нарушалась деструктивными процессами. Деструкция предпозднеюрского времени охватывала области с переходной и континентальной корой. Особое внимание заслуживают явления деструкции океанической коры. В качестве комплексов — показателей океанической деструкции выделяется своеобразный тип отложений — экзотические толщи. Они представлены достаточно глубоководными океаническими кремнистыми и вулканогенно-кремнистыми отложениями, содержащими экзотические блоки мелководных известняков, вулканитов, кремней и плагиогранитов. Накопление этих толщ происходило в тропических широтах океана Панталасса, в области, подвергшейся деструкции в связи с образованием субширотной планетарной зоны раскрытия, одним из проявлений которой был Мезотетис. Процессы деструкции вызвали разрушение океанических структур, обломочный материал которых поступал в бассейны глубоководной седиментации.

Аккреция — процесс дискретный. Нарастание континентальных окраин новыми структурами сопровождалось тектоническими деформациями. Они синхронны эпохам глобальных деформаций и структурных перестроек на континентах и в океанах.

Анализ аккреционной модели обнаруживает определенные несоответствия в размещении, составе и возрасте океанических комплексов по сравнению с теоретическими расчетами движения тихоокеанских плит. В основе традиционных реконструкций лежит "эволюционный" подход к развитию спрединговых систем и точек тройного сочленения. В работе предлагается принципиально новая схема развития тихоокеанских плит, допускающая существование глобальных "катастрофических" периодов структурных перестроек. Предполагается, что в поздней юре — раннем мелу в Мезопацифике существовала система микроплит с центрами рассеянного спрединга в симметричной и асимметричной модификациях. В альб-кампанское время к востоку от Азиатского континента, асимметрично по отношению к океану образовался субмеридиональный центр, продуцирующий океаническую кору, фрагменты которой известны в офиолитах

Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья. Начиная с 72 млн лет на смену приходит планетарная система СОХ.

Подобно континентам, меняющим во времени свои очертания, океанические плиты также изменчивы и несут следы структурных перестроек. Отмечается синхронность тектонических перестроек в Тихом океане с этапами аккреции и тектонических деформаций в Корякско-Чукотском сегменте Азиатского континента. Следовательно, эти явления имеют общую причину и отражают глубинные процессы в мантии и на границе ядра и мантии.

Строение и состав аллохтонных структур показывают, что при их образовании происходило дифференцированное смещение отдельных литопластин. Поверхности срывов располагались на разных глубинных уровнях, отражающих первичную расслоенность литосферы. Строение офиолитовых аллохтонов свидетельствует о срывах внутри астеносферы (дунит-гарцбургитовый комплекс), по поверхности Мохо (основание полосчатого комплекса), на границе и внутри третьего и второго океанических слоев (полосчатый, габброидный, дайковый и вулканогенно-кремнистый комплексы). При поддвиге океанической плиты происходило ее расслоение вдоль границы третьего и второго слоев. При этом несубдуцированные породы второго и первого слоев, расслаиваясь на ряд самостоятельных элементов, образовали аккреционные структуры. Коровый уровень срывов характерен также для процессов деструкции.

Особенно отчетливо тектоническое расслаивание и скупивание выражены при аккреционных, коллизионных и деструктивных процессах, происходящих в зоне перехода океан—континент. Имеются свидетельства их проявления в океанической литосфере. Этот вывод находится в соответствии с разрабатываемой в Геологическом институте Академии наук концепцией глобальной тектонической расслоенности литосферы [138, 139], основы которой были сформулированы А.В. Пейве [105, 106, 137] и получили развитие в трудах Ю.М. Пушаровского о тектонических неоднородностях [114, 115].

История развития Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса свидетельствует о том, что в фанерозое параллельно с формированием континентальной коры и ростом континентальной окраины происходило образование океанической коры. Отсюда можно сделать вывод о самостоятельности процессов, приводящих к образованию континентов и океанов — двух крупнейших неоднородностей земной коры. Изучение процессов океанообразования и континентообразования и их эволюции в истории Земли выходит за рамки данного исследования и может быть предметом будущих совместных исследований геологов разных специальностей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдейко Г.П.* Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 136 с.
2. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
3. *Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д.* О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. N 3. С. 111—122.
4. *Александров А.А., Кичанов В.И., Кичанова И.М.* 'Метаморфические комплексы в Корякском нагорье // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, N 6. С. 1426—1429.
5. *Алексеев Э.С.* Кузольский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майинской зоны // Геотектоника. 1981. N 1. С. 105—120.
6. *Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г.* и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 1. С. 140—143.
7. *Архипов И.В.* Тектоническая деструкция — важнейший фактор структурной эволюции Альпийской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. N 11. С. 7—18.
8. *Афицкий А.И.* Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна р. Большой Анной. М.: Наука, 1970. 144 с.
9. *Белый В.Ф.* О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 106—126.
10. *Белый В.Ф.* Схема стратиграфии меловых образований Ичигемского хребта и смежных территорий // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. С. 228—232.
11. *Белый В.Ф.* Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии // Вулканология и сейсмология. 1981. N 6. С. 14—18.
12. *Белый В.Ф.* Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Изв. АН СССР Сер. геол. 1981. N 7. С. 36—47.
13. *Белый В.Ф., Акинин В.В.* Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Ч. 1: Стратиграфия докайнозойских образований. Геология ультрамафитов и габброидов: Препр. Сев.-Вост. комплекс. НИИ. Магадан, 1985. 57 с.
14. *Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л.* К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан, 1984. С. 19—36.
15. *Беляевский Н.А., Родников А.Г.* Земная кора дальневосточных морей и островных дуг // Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972. С. 5—26.
16. *Бехтольд А.Ф., Квасов А.И., Семенов Д.Ф.* Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1986. N 6. С. 78—84.
17. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
18. *Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М.* Общие принципы составления "Карты тектоники докембрия континентов" в масштабе 1:15000000 // Геология и геофизика. 1970. N 8. С. 3—11.
19. *Брагин Н.Ю.* Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР: Автореф. ... канд. дис. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 21 с.
20. *Брагин Н.Ю., Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Триасовые отложения в западной части Корякского хребта // Тихоокеан. геол. 1987. N 2. С. 62—67.
21. *Бычков Ю.М., Дазис А.С.* Позднетриасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1984. N 600. С. 8—18.
22. *Бялобжеский С.Г.* Тектоника Корякского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 24 с.
23. *Бялобжеский С.Г., Григорьев В.П., Казимиров А.Д.* и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района // Геотектоника. 1981. N 3. С. 94—104.
24. *Велинский В.В.* Альпийские гипербазиты переходных зон океан—континент // Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

25. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 9. С. 30—38.
26. *Вишневская В.С.* Альб-сенонанские радиоларии северо-западной Пацифики как ключ к палеотектоническим реконструкциям в регионе // Тихоокеан. геология. 1990. N 2. С. 3—15.
27. *Воеводин В.Н., Житков Н.Г.* Мезозойский кремнисто-вулканогенный комплекс Заливостресской зоны на Чукотском полуострове // Литология и рудоносность осадочных формаций Востока СССР. Владивосток, 1979. С. 111—129.
28. *Войнова И.П.* Вулканические комплексы Корякской офиолитовой провинции // Офиолиты Восточной окраины Азии. Хабаровск, 1986. С. 35—37.
29. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 115 с.
30. *Гельман М.Л., Бычков Ю.М.* Триасовые вулканиты хребта Кэнкэрэн и зональность геосинклинального вулканизма в Корякском нагорье // Тихоокеан. геология. 1988. N 1. С. 53—62.
31. *Гельман М.Л., Бычков Ю.М., Левин Б.С.* Бониниты Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 2. С. 35—47.
32. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 253 с.
33. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
34. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.
35. *Гречин В.И.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130—149.
36. *Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Похиалайнен В.П.* Верхнеальбско-туронские отложения восточной части Корякского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 1. С. 47—57.
37. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 243—298.
38. *Григорьев В.Н., Шапиро М.Н.* Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. N 4. С. 58—65.
39. *Добрецов Н.Л.* Глаукофаносланцевые и эклогит-глаукофаносланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 412 с.
40. *Дудкин Д.В., Козлов В.Д., Мамитко В.Р.* и др. Первые Pb=Sr — даты для гранитоидов Иультинского рудного района Чукотки // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, N 4. С. 967—971.
41. *Дундо О.П., Жамойда А.И.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиоларий // Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 73—122.
42. *Дундо О.П., Ильин В.Ф.* Минералогический состав тяжелой фракции песчаников как литологический критерий расчленения и корреляции сенонских отложений // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1977. С. 98—102.
43. *Егиазаров Б.Х.* Основные черты геологического строения Корякского нагорья // Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 5—36.
44. *Житков А.С., Бадрединов З.Г.* Уран и торий в верхнемеловых базальтоидах Валагинского хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1989. N 1. С. 54—61.
45. *Заборовская Н.Е.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
46. *Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
47. *Зимин С.С., Юсим Э.И., Грановский А.Г., Щека Ж.А.* Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплекс хребта Пекульней на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, N 4. С. 954—957.
48. *Зинкевич В.П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
49. *Зинкевич В.П., Казимиров Л.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М.* Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 258, N 4. С. 954—958.
50. *Злобин С.К., Ставский А.П., Березнер О.С., Минин Д.А.* Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостроводужной системы // Геохимия. 1989. N 1. С. 113—123.
51. *Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1988. С. 31—57.
52. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
53. *Иванов В.В., Похиалайнен В.П.* Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 70—107.
54. *Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н.* Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 62 с.
55. *Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Стрельцов М.И.* Плагнограниты, риолиты и субаркозы полуострова Камчатский мыс // Тихоокеан. геология. 1986. N 4. С. 80—87.

56. *Казимиров А.Д.* Шокрыы востока Корьякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 112 с.
57. *Казинцова Л.И., Бычков Ю.М.* Позднетриасовые радиоларии хребта Кэнкэрэн (Корьякское нагорье) // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1987. N 689. С. 39—47.
58. *Кайгородцев Г.Г.* О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 310—315.
59. *Кайгородцев Г.Г.* О возрасте кремнисто-вулканогенных образований междуречья Майн—Великая // Там же. 1964. Вып. 17. С. 104—115.
60. *Качанов Е.И.* Пермский коралл из Корьякского нагорья // Палеонтол. журн. 1984. N 1. С. 93—95.
61. *Книппер А.Л.* Офиолиты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. N 2. С. 50—66.
62. *Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. N 2. С. 5—27.
63. *Книппер А.Л., Казьмин В.Г.* Связь коллизий и рифтогенеза в океане Тетис // Геология морей и океанов. М.: ИО АН СССР, 1988. С. 115—116.
64. *Колясников Ю.А.* К проблеме генезиса гипербазитовых брекчий горы Длинной // Тихоокеан. геология. 1984. N 3. С. 128—130.
65. *Колясников Ю.А.* Кремнисто-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Корьякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1984. 24 с.
66. *Кононов М.В.* Абсолютное движение Тихоокеанской плиты за последние 120 млн лет // Океанология. 1984. Т. 24, вып. 3. С. 484—493.
67. *Копорулин В.И., Вознесенский А.И.* Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы // Литология и полезные ископаемые. 1969. N 6. С. 65—77.
68. *Копылова Т.Н., Дитмар А.В., Погольский Н.И.* О возрасте мезозойских осадочных пород Восточной Чукотки // Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. С. 21—22.
69. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1988. 426 с.
70. *Красилов В.А.* Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
71. *Красный Л.Л., Колясников Ю.А.* Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений междуречья Хатырки—Опухи // Палеонтология и биостратиграфия Корьякского нагорья. Магадан, 1984. С. 75—99.
72. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. N 1. С. 3—24.
73. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 363 с.
74. *Кунин Н.Я.* Основные особенности литосферы океанов // Сравнительная тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 1987. С. 152—162.
75. *Кулюский офиолитовый террейн.* Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1990. 107 с.
76. *Лаврова Л.Д.* Минералогические критерии условий образования альпинотипных гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корьякского нагорья // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновного магматизма. Новосибирск, 1983. С. 176—180.
77. *Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
78. *Левин Л.Э., Хаин В.Е.* Типы литосферы континентов и океанов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. N 3/4. С. 3—18.
79. *Лобковский Л.И.* Геодинамика реологически стратифицированной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Геология океанов и морей. М.: Наука, 1988. Т. 2. С. 64—66.
80. *Лучицкая М.В., Рихтер А.В.* Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. N 2. С. 76—85.
81. *Маркевич П.В.* Флишевая формация северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
82. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
83. *Марков М.С., Некрасов Г.Е.* Уровень срывов при растяжении древней континентальной коры (Южная Чукотка) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 23—29.
84. *Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. М.: Недра, 1981. 86 с.
85. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики. М.: Наука, 1988. 216 с.
86. *Мизович Н.М.* Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1972. 24 с.
87. *Миклухо-Маклай А.Д.* О значении фораминифер для стратиграфии карбона и перми Северо-Восточной Сибири // Тр. совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 113—116.
88. *Митрофанов Н.П.* Ватынский тектонический покров в Центрально-Корьякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. N 4. С. 144—179.
89. *Михайлов А.Ф.* Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с

- тектоническими структурами // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1955. Вып. 9. С. 28—40.
90. *Морозов О.Л., Симонов В.А.* Комплекс даек хребта Пекульней // *Сов. геология*. 1988. N 10. С. 54—61.
  91. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
  92. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
  93. *Некрасов Г.Е.* Типы офиолитов и латеральные неоднородности мантии и коры Пенжинско-Анадырского региона // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 250, N 3. С. 679—683.
  94. *Некрасов Г.Е., Оро Х., Соколов С.Д., Флорес Р.* Офиолиты Восточной Кубы // *Геотектоника*. 1989. N 1. С. 18—29.
  95. *Очерки по геологии Востока СССР*. М.: Наука, 1986. 141 с.
  96. *Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья*. М.: Наука, 1988. 120 с.
  97. *Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса*. М.: Наука, 1987. 280 с.
  98. *Очерки тектоники Корякского нагорья*. М.: Наука, 1982. 220 с.
  99. *Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д.* Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // *Тихоокеан. геология*. 1982. N 2. С. 31—39.
  100. *Палеомагнетизм и аккреционная тектоника*. Л.: Наука, 1988. 197 с.
  101. *Паракецов К.В., Похиалайнен В.П., Терехова Г.П.* Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона // *Основные проблемы биостратиграфии Северо-Востока СССР*. Магадан, 1974. С. 196—227.
  102. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозонд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
  103. *Пейве А.А.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
  104. *Пейве А.А.* Гипербазиты полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // *Тихоокеан. геология*. 1987. N 2. С. 62—67.
  105. *Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1961. N 3. С. 36—54.
  106. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Формирование структуры земной коры континентов // *Закономерности формирования структуры континентов в неогене*. М.: Наука, 1986. С. 5—15.
  107. *Пейве А.А., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // *Сов. геология*. 1972. N 12. С. 7—25.
  108. *Пергамент М.А., Похиалайнен В.Н.* Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1970. N 2. С. 109—119.
  109. *Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 1987. С. 134—165.
  110. *Поздеев А.И., Петрина Н.М.* Возраст и объем кирганикской свиты Камчатки // *Сов. геология*. 1984. N 1. С. 50—51.
  111. *Попеко В.А., Михалева Ю.А.* Химический состав и стронциевая изотопия базитов из офиолитов Ягельной зоны // *Тихоокеан. геология*. 1984. N 1. С. 47—52.
  112. *Похиалайнен В.П., Бялбжеский С.Г.* Новые данные по биостратиграфии позднего маастрихта на востоке Корякского нагорья // *Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья*. Магадан, 1984. С. 64—74.
  113. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
  114. *Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов // *Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР*. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
  115. *Пуцаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении Земной коры и их возможные интерпретации // *Геотектоника*. 1982. N 5. С. 3—16.
  116. *Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Геологические особенности современных и древних океанов // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 270, N 2. С. 404—406.
  117. *Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Спреддинг в развитии океанических структур // *Там же*. 1985. Т. 280, N 1. С. 182—185.
  118. *Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // *Геотектоника*. 1985. N 1. С. 88—101.
  119. *Разницын Ю.Н., Цуканов Н.В., Щербаков С.А.* Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 278, N 1. С. 180—184.
  120. *Розенблюм И.С.* Интрузивные и метаморфические породы хребта Золотого и Ушканьих гор // *Магматизм Северо-Востока Азии*. Магадан, 1975. Ч. 2. С. 281—291.
  121. *Ротман В.К., Марковский Б.А., Ляпунов С.М.* Геохимическая специфика приокеанических базальтов Камчатки (Кроноцкий полуостров) // *Докл. АН СССР*. 1986. Т. 291, N 3. С. 685—689.

122. Руженцев С.В., Блябжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспластика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 69—80.
123. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтальный надвиг — тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15—22.
124. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и движения литосферных плит // Проблемы движений и структурообразования в коре верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 30—41.
125. Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Эпигенез и начальный метаморфизм. М.: Наука, 1981. С. 160—172.
126. Русаков И.М. Стратиграфия и тектоника восточной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 28 с.
127. Самылина В.А. Этапы развития флоры Северо-Востока СССР // Ботан. журн. 1987. Т. 72, N 4. С. 417—426.
128. Сафонов В.Г., Березнер П.С., Ставский А.П. Формирование осадочных пород восточной части Майницкой тектонической зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 10. С. 105—116.
129. Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1975. N 18. С. 141—145.
130. Соколов С.Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей // Геотектоника. 1979. N 3. С. 76—88.
131. Соколов С.Д. Экзотические толщи раннего мезозоя Севера Тихоокеанского пояса // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, N 3. С. 690—693.
132. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зинкевич В.П. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 111—119.
133. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. N 6. С. 32—42.
134. Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. 216 с.
135. Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 10. С. 12—27.
136. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
137. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.
138. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
139. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
140. Терехова Г.П., Шмакин В.Б. О геологическом строении горы Семиглавой // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 4. С. 124—130.
141. Терехова Г.П., Эшитейн О.Г. К вопросу о строении и возрасте верхнемеловых кремнисто-вулканогенных толщ Северо-Восточной части Корякского нагорья // Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. С. 115—128.
142. Тильман С.М. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 128—142.
143. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, N 5. С. 1220—1222.
144. Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 3. С. 698—700.
145. Умитбаев Р.Б. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1983. N 3. С. 109—114.
146. Федорчук А.В. Тектономагматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. N 2. С. 3—14.
147. Федорчук А.В., Вишневецкая В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород полуострова Камчатский мыс // Там же. 1989. N 11. С. 27—33.
148. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
149. Хаин В.Е. Региональная тектоника: Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 252 с.
150. Хаин В.Н. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, N 6. С. 1437—1440.
151. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
152. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
153. Цветков А.Д., Невертинов Э.Б. О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на Важском поднятии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 9. С. 139—142.

154. *Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 18 с.
155. *Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. N 6. С. 63—77.
156. *Чехов А.Д., Александров А.А., Паланджян С.А., Петров А.Н.* Верхнехатырский серпентинитовый меланж // Геол. и геофизика. 1980. N 5. С. 51—60.
157. *Чехов А.Д., Бычков Ю.М., Левашова С.В., Петров А.Н.* Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. N 2. С. 62—66.
158. *Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В.* О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. N 1. С. 107—109.
159. *Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обмрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.
160. *Шапиро М.Н., Ганелин В.Г.* Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. N 5. С. 94—104.
161. *Шапиро М.Н., Сладнев Б.И., Ландер А.В.* Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1984. N 6. С. 84—93.
162. *Шапиро М.Н., Федоров П.И.* Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. N 5. С. 22—26.
163. *Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А.* Вулканогенные пояса Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении // Геология и геофизика. 1974. N 5. С. 70—88.
164. *Шмакин В.Б.* Литология верхнемезозойских кремнево-терригенных отложений Севера Корякского нагорья: Автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1988. 16 с.
165. *Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Фундамент Тихоокеанских активных окраин // М.: Наука, 1987. 208 с.
166. *Эшштейн О.Г., Соловьева М.Н., Терехова Г.П.* Палеозой Корякского нагорья (фауна фораминифер, биостратиграфия) // Вопр. микропалеонтологии. М.: Наука, 1985. N 27. С. 47—77.
167. *Юркова Р.М., Петйе А.А., Коляда К.Г., Казимиров А.Д.* Метаморфические изменения комплекса габброидов при формировании субконтинентальной коры Корякского хребта // Геотектоника. 1984. N 6. С. 66—83.
168. *Becalluva L., Serri G.* Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc system and low-Ti ophiolites // Tectonophysics. 1988. Vol. 146, N 1/4. P. 291—315.
169. *Coney P.I., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. Vol. 288. P. 329—333.
170. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 11. P. 1916—1934.
171. *Debari S., Kay S.M., Kay R.W.* Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: Deformed igneous cumulates from the Moxo of an island arc // J. Geol. 1987. Vol. 95, N 3. P. 329—341.
172. *Elvers D., Srivastava S.P., Potter K.* et al. Asymmetric spreading across the Juan de Fuca and Gorda rises as obtained from a detail magnetic survey // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 20, N 2. P. 211—219.
173. *Engelbretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic plate of the Pacific basin // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 12. P. 10291—10310.
174. *Hilde T.W.C., Ueyeda S., Kroenke L.* Evolution of the western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. Vol. 38, N 1/2. P. 145—165.
175. *Irving E.* Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16, N 3. P. 669—694.
176. *Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H.* Recognition character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Advances in Earth and planetary sciences. Tokyo, 1983. P. 21—35.
177. *Kerr R.A.* The continental plates are getting thicker // Science. 1986. Vol. 232, N 4753. P. 933—934.
178. *Lawver L.A., Hawkind J.W.* Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: Their possible tectonic and petrologic significance // Tectonophysics. 1978. Vol. 45, N 4. P. 323—339.
179. *Miller M.M., Wright J.E.* Paleogeographic implications of Permian Tethyan corale from the Klamath Mountains, California // Geology. 1987. Vol. 15, N 3. P. 266—269.
180. *Monger J.W.H.* Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordillerian evolution // Canad. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14, N 8. P. 1832—1859.
181. *Pessagno E.A., Whalen P.A., Yeh K.-Y.* Jurassic Nassellariina (Radiolaria) from North American geologic terranes // Bull. Amer. Paleontol. 1986. Vol. 91, N 326. P. 1—75.
182. *Preto V.A.* The Nicola group: Mesozoic volcanism related to rifting in southern British Columbia // Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 1975. N 16. P. 39—57.
183. *Rea D., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 145—166.
184. *Rea D., Vallier T.L.* Two Cretaceous volcanic episodes in western Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N 12. P. 1430—1437.
185. *Sano H., Kammer K.* Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akieoshi, southwest Japan // Geology. 1988. Vol. 16, N 7. P. 600—603.



186. Schermer E.R., Howell D.G., Jones D.L. The origin of allochthonous terranes // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1984. Vol. 12. P. 107—131.
187. Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Terrane accretion, production and continental growth // Geology. 1986. Vol. 14, N 1. P. 43—47.
188. Stevens C.H. Corals from a dismembered late Paleozoic paleo-Pacific plateau // Ibid. 1983. Vol. 11, N 10. P. 603—606.
189. Tamaki K., Yochima M., Larson R.L. Remnant early Cretaceous spreading center in the central Pacific basin // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 9. P. 4501—4515.
190. Thiede J. Reworking in Upper Mesozoic and Cenozoic central Pacific deepsea sediments // Nature. 1981. Vol. 211, N 5799. P. 667—670.
191. Thomas B.A., Spicer R.A. *Meyenodendron Borealis* gen. et sp. nov. a new lepidodendrid of angaran affinity from northern Alaska // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1986. Vol. 40, N 5. P. 293—297.
192. Wardlaw B.R., Jones D.L. Triassic conodonts from eugeosinclinal rocks of Western North America and their tectonic significance // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1979. Vol. 85, N 3/4. P. 895—908.
193. Woods M.T., Davies G.F. Late Cretaceous genesis of the Kula plate // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58, N 2. P. 161—166.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<i>Часть первая</i>	
СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ТЕКТОНИКА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА .....	5
<i>Часть вторая</i>	
ТЕКТОНИКА КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО СЕГМЕНТА.....	13
<i>Глава первая. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i> .....	14
<i>Глава вторая. Западно-Корякская складчатая область</i> .....	17
Кони-Тайгоноская складчатая система .....	17
Пенжинско-Анадырская складчатая система .....	21
<i>Глава третья. Корякско-Камчатская складчатая область</i> .....	35
Корякская складчатая система .....	36
Алганская зона .....	36
Майницкая зона .....	41
Великореченская зона .....	60
Алькатваамская зона .....	63
Эконайская зона .....	72
Камчатская складчатая система .....	96
Западно-Камчатско-Укэлаятская зона .....	98
Восточно-Камчатско-Олюторская зона .....	102
<i>Глава четвертая. Чукотская складчатая область</i> .....	113
Анюйско-Чукотская складчатая система .....	113
Восточно-Чукотский массив .....	113
Колючинско-Крестовская складчатая система .....	114
Танюрер-Золотогорская складчатая система .....	115
Пекульнейская складчатая система .....	116
<i>Часть третья</i>	
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО СЕГМЕНТА .....	119
<i>Глава первая. Структурные элементы модели</i> .....	119
<i>Глава вторая. Пространственно-временные соотношения и геодинамические режимы</i> .....	126
Поздний палеозой — ранний мезозой .....	126
Поздняя юра — ранний мел .....	138
Конец раннего мела — поздний мел .....	147
<i>Глава третья. Тектоническая модель и реконструкции океанических плит Тихого океана</i> .....	155
<i>Часть четвертая</i>	
ДИССИМЕТРИЯ ЗЕМЛИ: ОБРАЗОВАНИЕ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ .....	166
Заключение .....	171
Литература .....	174

## CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	3
<i>Part one</i>	
<b>PRESENT GEOTECTONIC IDEAS AND THE TECTONICS OF THE PACIFIC BELT</b> .....	5
<i>Part two</i>	
<b>TECTONICS OF KORYAK-CHUKOTKA SEGMENT</b> .....	13
<i>Chapter one. Okhotsk-Chukotka volcanic belt</i> .....	14
<i>Chapter two. Western Koryak fold area</i> .....	17
Koni-Taigonos fold area .....	17
Penzha-Anadyr fold area .....	21
<i>Chapter three. Koryak-Kamchatka fold area</i> .....	35
Koryak fold system .....	36
Algan zone .....	36
Mainitz zone .....	41
Velikorechenskaya zone .....	60
Alkatvaam zone .....	63
Ekonai zone .....	72
Kamchatka fold system .....	96
Western Kamchatka-Ukelayat zone .....	98
Eastern Kamchatka-Olyutor zone .....	102
<i>Chapter four. Chukotka fold area</i> .....	113
Anui-Chukotka fold system .....	113
Eastern Chukotka massif .....	113
Kolyuchin-Krestovsky fold system .....	114
Tanurer-Zolotogorskaya fold system .....	115
Pekulnei fold system .....	116
<i>Part three</i>	
<b>TECTONIC MODEL OF THE KORYAK-CHUKOTKA SEGMENT</b> .....	119
<i>Chapter one. Structural elements of the model</i> .....	119
<i>Chapter two. Space-time relations and geodynamic settings</i> .....	126
Late Paleozoic — Early Mesozoic .....	126
Late Jurassic — Early Cretaceous .....	138
Late of Early Cretaceous — Late Cretaceous .....	147
<i>Chapter three. Tectonic modelling and reconstructions of Pacific oceanic plates</i> .....	155
<i>Part four</i>	
<b>EARTH'S DISSYMMETRY: FORMATION OF CONTINENTS AND OCEANS</b> .....	166
<b>Conclusions</b> .....	171
<b>References</b> .....	174

Научное издание

**Соколов**  
Сергей Дмитриевич

**АККРЕЦИОННАЯ ТЕКТНИКА  
КОРЯКСКО-ЧУКОТСКОГО СЕКМЕНТА  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

Труды, вып. 479

Утверждено к печати  
Геологическим институтом РАН

Редактор **И.М. Ерофеева**  
Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**  
Технический редактор **Л.В. Русская**  
Корректор **Т.И. Шеповалова**

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 49078

Подписано к печати 23.11.92

Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 2.

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 15,0 Усл.кр.-отт. 15,3 Уч.-изд. л. 17,3

Тираж 325 экз. Тип. зак. 2348

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

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