

В. Ф. БЕЛЫЙ

**Стратиграфия
и структуры
Охотско-Чукотского
вулканогенного
пояса**



Издательство · Наука ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

551.21 + 551.7

В. Ф. БЕЛЫЙ

Стратиграфия
и структуры
Охотско-Чукотского
вулканогенного
пояса

601к



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1977

Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.
Белый В.Ф. М., "Наука", 1977.

В книге изложены современные представления о стратиграфии и времени формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Приведены описания и возрастные корреляции разрезов вулканогенных толщ, дана количественная оценка эффекта вулканической деятельности. На основании анализа морфологии и вещественного состава структур вулканических полей, их соотношений с гранитоидными интрузивами предложена новая схема структурного районирования вулканогенного пояса. Детально описаны важнейшие типовые структуры, рассматриваются вопросы строения и происхождения изометричных отрицательных вулкanoструктур; предложена оригинальная схема их классификации.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.
Табл. 5. Илл. 47. Библ. 197 назв.

Ответственный редактор
академик Н.А. ШИЛО

Я буду исходить из логически другой постановки вопроса, буду исходить из наблюдения и изучения естественных — больших и малых — земных и космических природных тел и явлений пространственно или пространственно-временно ограниченных. Так строится все естествознание, все научное представление о реальности

В.И. Вернадский, 1965, стр. 17.

Введение

От Чукотского полуострова на северо-востоке до хр. Джугдхур на юго-западе, на протяжении около 3000 км, прослеживается одна из наиболее своеобразных крупных структур Восточной Азии — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Выделяясь как область развития преимущественно субаэральных вулканических накоплений позднемезойского возраста, он имеет ширину 100–300 км и площадь около 500 тыс.км².

С первых лет освоения Северо-Востока СССР вулканогенный пояс привлекал внимание исследователей и как особая геологическая структура (резко отличающаяся от смежных с ней складчатых систем) и как самостоятельная металлогеническая провинция со специфическими типами оруденения. Поэтому при всей актуальности конкретных задач региональной геологии и поисков полезных ископаемых было очевидно, что изучение Охотско-Чукотского пояса в той или иной мере связано с решением общих геологических проблем, а также с разработкой методов исследования древних вулканических областей. Именно поэтому исследования Охотско-Чукотского пояса с самого начала приобрели разносторонний характер, а из числа важнейших в первую очередь определились следующие задачи:

изучение последовательности вулканических накоплений и заключенных в них органических остатков как основы создания региональной стратиграфической шкалы, определения хронологических рубежей и длительности вулканических процессов, выявления их эволюции во времени и пространстве;

исследование магматических пород и типов их естественных парагенетических ассоциаций, анализ процессов развития различных магматических формаций;

выяснение морфологии и происхождения структур вулканических полей и разработка методов их исследований;

определение места вулканогенного пояса среди основных структур региона и земной коры, а также тектонических условий его развития;

установление состава, условий локализации и генезиса рудных формаций;

разработка геофизических методов исследования структур вулканического пояса и поисков рудных тел.

Перечисленные вопросы в той или иной мере разрабатывались и рассматривались в многочисленных публикациях, которые достаточно объективно отражают различные этапы исследований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В последние годы в связи с интенсивным развитием геологосъемочных, разведочных и тематических исследований в пределах вулканогенного пояса, а также завершением крупных теоретических разработок в пределах Тихоокеанского сегмента Земли созрела реальная возможность обобщить обширный материал и приступить к решению основных проблем строения и происхождения Охотско-Чукотского пояса на современном уровне развития и задач геологической науки.

Успехи вулканологии, широкое распространение и углубление палеовулканологических исследований потребовали решения специальных вопросов, имеющих первостепенное значение для понимания эволюции вулканизма в истории Земли

и научного проведения геологических съемок и поисков в областях древнего вулканизма.

В первую очередь к ним относится проблема времени: 1) длительность формирования вулканических накоплений и 2) возрастные корреляции разрезов сложно построенных и удаленных друг от друга вулканических полей и зон. Наблюдения в районах современного и новейшего вулканизма свидетельствуют о чрезвычайной скоротечности процессов накопления вулканических образований и дискретном характере их проявления во времени, тогда как формирование большинства раннекайнозойских и докайнозойских вулканических областей представлялось и представляется до сих пор как процесс длительный и почти непрерывный. Обычно оценка времени (длительности) формирования вулканогенной толщи определяется примерно так же, как и осадочной толщи, но это входит в явное противоречие не только с данными вулканологии, но и новейшими результатами изучения древних вулканических областей. В частности, в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе давно были известны случаи, когда в мощных сериях вулканических накоплений выделялось несколько четко картируемых стратиграфических подразделений, которые нельзя было разделить по возрасту на основании заключенных в них органических остатков. Относительный возраст таких подразделений определялся только по их положению в разрезе.

Вторая, не менее сложная и важная проблема касается структур вулканических полей: их строения, классификации, реконструкции условий происхождения, способов изучения. В настоящей работе решение этих вопросов проведено прежде всего на основании личного опыта изучения структур Охотско-Чукотского пояса. Методическая сторона исследований освещена подробно в соответствующем разделе книги. Здесь же следует лишь отметить, что основным методом изучения и классификации указанных выше структур стал анализ морфологии геологических тел вулканического происхождения и особенностей их пространственных сонахождений; другими словами, известное положение о ведущей роли морфологического анализа в тектонике получило распространение на палеовулканологию.

Стратиграфия и время накопления вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса, морфология и условия формирования слагаемых ими структурных форм составляют содержание настоящей работы. В стратиграфических корреляциях, при выделении и типизации структур руководящим принципом являлось представление о пространственно-конечных геологических телах, что в наибольшей мере отражает особенности строения областей развития орогенного вулканизма.

Начало систематическим геологическим исследованиям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса положили экспедиции Ю.А. Билибина (1928–1929 гг.), С.В. Обручева (1929–1935 гг.), В.А. Цареградского (1930–1931 гг.), В.Г. Дитмарса (1934–1935 гг.).

В течение 30–50-х годов (примерно до 1957 г.) степень изученности Охотско-Чукотского пояса была значительно ниже, чем на Колыме и Чукотке. Тем не менее в этот период в Приохотской части вулканогенного пояса Ф.К. Рабинович, Е.К. Устиевым, Е.Т. Шаталовым, В.А. Зиминым, В. Т. Матвеенко, А.Д. Поповой, И.М. Сперанской выполнялись глубокие тематические исследования, результаты которых легли в основу многих представлений об Охотско-Чукотском поясе в целом, а для ряда районов не утратили значения и сегодня.

С конца 50-х – начала 60-х годов положение существенно изменилось, и практически на всей территории Охотско-Чукотского пояса широко развернулись геологосъемочные, разведочные, региональные геофизические и тематические работы.

В рамках настоящей книги невозможно дать достаточно полного освещения всех исследований, научная значимость которых, как известно, определяется не только широтой подхода, но и конкретными фактами. Частично этот недостаток восполняется либо их краткой характеристикой, либо перечнем публикаций, имеющих непосредственное отношение к рассматриваемым вопросам. Я считаю своим долгом назвать в первую очередь имена исследователей, чьи

работы, касающиеся тех или иных аспектов геологии и происхождения Охотско-Чукотского пояса, имели для формирования моих взглядов решающее значение – это Е.К. Устиев, Л.А. Снятков, И.М. Сперанская, А.А. Богданов, Н.С. Шатский. Мне предоставилась редкая возможность в течение 20 лет заниматься изучением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Однако выполнение настоящей работы было бы невозможно без материалов и помощи коллектива геологов-съемщиков, исследовавших и продолжающих вести исследования этой структуры.

Постоянное внимание и поддержку выполнявшимся работам оказывали академик Н.А. Шило и П.В. Бабкин. Многие из рассматриваемых в книге вопросов обсуждались и решались совместно с М.Л. Гельманом и С.М. Тильманом. Автор пользовался консультациями и советами В.А. Самылиной, В.А. Вахрамеева, М.В. Муратова, Л.И. Красного, И.В. Луцицкого, К.В. Боголепова, Э.П. Изоха, А.А. Сидорова, М.С. Маркова, Г.Е. Некрасова, В.П. Василенко, Ю.Г. Кобылянского, В.Г. Королькова, Г.П. Тереховой, К.В. Паракецова, Г.Г. Филипповой, В.И. Ко-пытина, В.А. Фарааджева, М.П. Крутоус, М.И. Терехова и др. Большую помощь оказали мне И.Н. Котляр, А.П. Милов и С.Г. Бялобжеский. Всем товарищам автор выражает глубокую признательность.

ГЛАВА I

Положение Охотско-Чукотского пояса в структуре Северо-Восточной Азии и его тектоническое районирование

Представление об Охотско-Чукотском вулканогенном поясе как о структуре, сформировавшейся вдоль границы Верхояно-Чукотских мезозоид и Корякско-Камчатских кайнозоид, справедливо лишь в отношении его главной, центральной части, расположенной между р. Пегтымель на северо-востоке и р. Иней на юго-западе. Протяженность этой части вулканогенного пояса достигает 2000 км. В целом она обладает дугообразной в плане формой, так что ее северо-восточное окончание ориентировано по азимуту $25-35^{\circ}$, а юго-западное — по азимуту $265-270^{\circ}$. На юго-восток (аз. 120°) от северо-восточного и на юго-юго-запад (аз. $205-210^{\circ}$) от западного окончания центральной дуговой части Охотско-Чукотского пояса прослеживаются обширные вулканические поля, образующие его фланговые зоны¹: Восточно-Чукотскую и Западно-Охотскую соответственно.

Центральная дуговая часть вулканогенного пояса имеет сложное зональное строение. По отношению к Корякско-Камчатской области в ней различаются внешняя и внутренняя зоны; последняя, в свою очередь, разделена на две подзоны: унаследованную и новообразованную (Белый, 1971). Внешняя зона обладает поперечной зональностью, и в ее составе выделены четыре сектора: Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский (рис. 1). Зональность вулканогенного пояса отражает основные особенности его тектонического положения, так как является следствием гетерогенности структур основания.

Вулканические покровы внешней зоны Охотско-Чукотского пояса резко несогласно наложены на складчатые структуры мезозоид и Омолонского срединного массива. Как видно на рис. 1, Охотскому сектору отвечает часть внешней зоны, наложенная на мезозоиды Яно-Колымской системы. Основанием Пенжинского сектора служат Омолонский массив и структуры мезозоид Гижигинской зоны, Анадырского — эвгеосинклинальные комплексы Алазейско-Олойской системы, Центрально-Чукотского — мезозоиды Чукотской системы. В плане граница Охотско-Чукотского пояса и мезозоид представляется как генерализованная линия пересечения подошвы вулканических накоплений и дневной поверхности. Она имеет сложный извилистый характер, что обусловлено прежде всего развитием линейных вулканических полей, ориентированных поперек общего простирания Охотско-Чукотского пояса.

От р. Большой Осиновой на северо-востоке до п-ова Тайгонос на юго-западе Охотско-Чукотский пояс (внутренняя зона) граничит с Анадырско-Корякской складчатой системой Корякско-Камчатской области. Граница эта выражена системой крупных разломов общего северо-восточного простирания. Они имеют кулисное расположение и либо прикреплены друг к другу под тупым углом, либо соединены относительно короткими разрывными нарушениями субширотного простирания. От верхнего течения р. Чинейвеем до Пенжинской губы протяженные вертикальные и крутопадающие разломы группируются в крупную

¹ Ранее (Белый, 1971) эти зоны выделялись под названием "фланги".

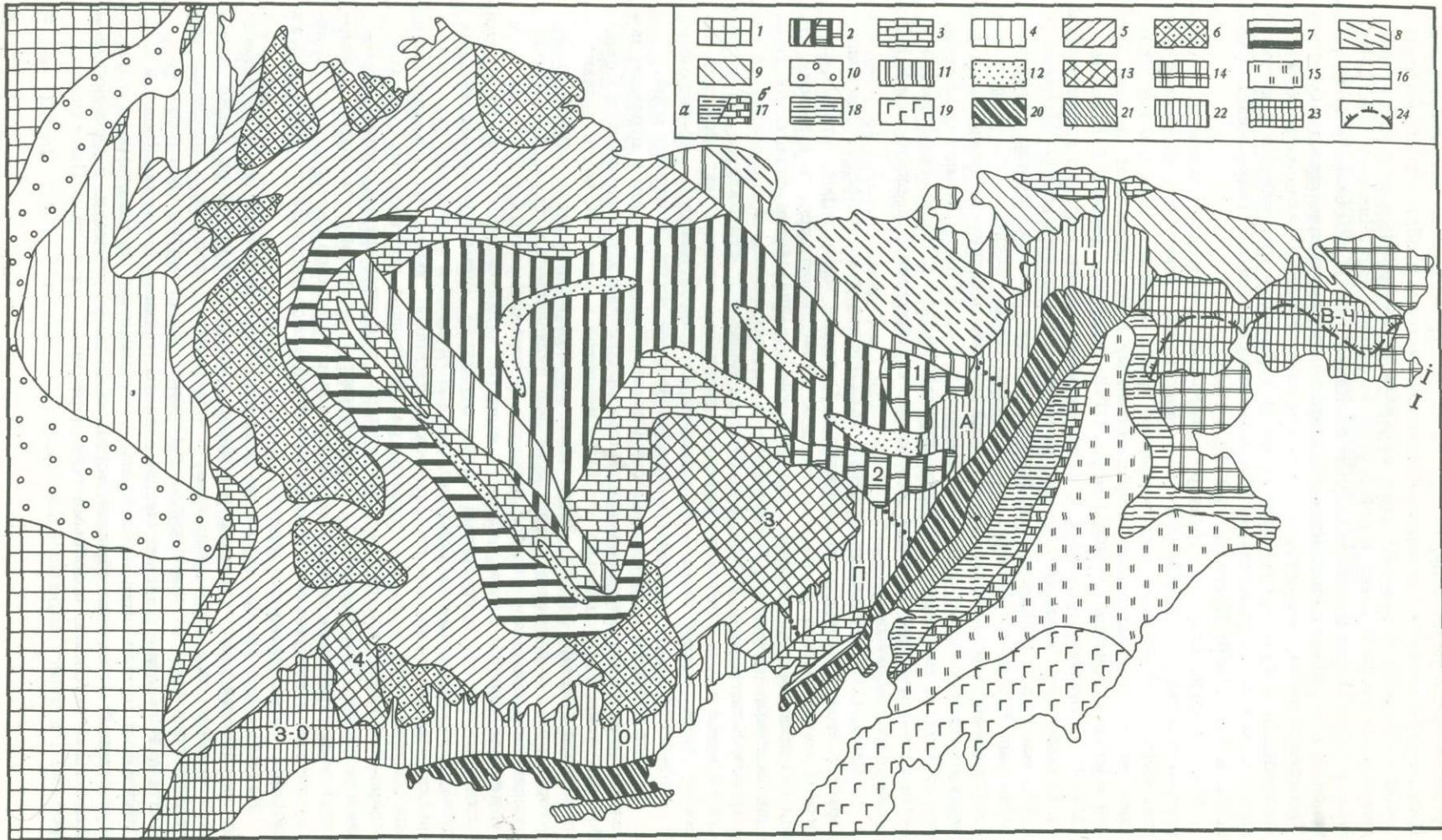
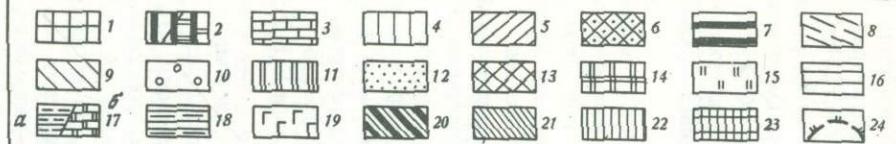
дугобразную в плане зону, которая следует строго параллельно простиранию Пенжинского прогиба Анадырско-Корякской системы и образует ограничение его северо-западного борта. Эта зона разломов четко фиксируется в структурах аномальных геофизических полей и была выделена Б.М.Чиковым и В.К.Ивановым (1963) под названием Орловско-Каменской. К северо-востоку от р.Чинейвеем и в районе п-ова Тайгонос разломы, составляющие границу Охотско-Чукотского пояса, под острым углом срезают структуры Анадырско-Корякской системы. На полуостровах Елистратова и Тайгонос - это взбросы и крутые надвиги, плоскости смещителей которых погружаются на северо-запад (Андеко и др., 1966; Некрасов, 1971, 1972).

Относительно природы структур, граничащих с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом в северной части Охотского моря, существуют различные мнения. Первоначально было распространено представление о том, что под Охотским морем непосредственно к вулканогенному поясу примыкает древний жесткий массив (Серпухов, 1940; Попов, 1945; Красный, 1956). Е.К.Устиеев (1959) не отрицал возможность существования такого массива в центральной части Охотского моря, но высказывал предположение, что между северным краем массива и вулканогенным поясом проходит зона складчатых структур кайнозоид. Позднее глубинным сейсмическим зондированием в северной части Охотского моря был установлен крупный прогиб, заполненный осадочными толщами мощностью более 5 км (Косминская и др., 1963). По мнению автора, эту структуру, по-видимому, можно параллелизовать с Пенжинским прогибом Анадырско-Корякской системы, что вполне согласуется с высказанным Е.К.Устиеевым предположением.

Наконец, С.Н.Алексейчик (1962), М.С.Марков и др. (1967), анализируя характер тектонических зон, окружающих Охотское море, и результаты различных геофизических и океанологических исследований, пришли к выводу, что под Охотским морем находятся мезозойские и кайнозойские складчатые геосинклинальные структуры. Проведенные в последние годы исследования на полуостровах Елистратова, Тайгонос и Пьягина позволяют утверждать, что в пределах северной части Охотского моря находится продолжение тектонических зон Анадырско-Корякской складчатой системы. Они протягиваются, по-видимому, до $143-145^{\circ}$ в.д. и затухают в северо-западной части Охотского моря.

Граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса отражает положение одного из важнейших и длительно развивавшихся линеаментов Северо-Востока Азии. Первоначально она была намечена в северной части вулканогенного пояса (Белый, 1958) в виде системы крупных разломов, относительно которой резко меняются условия залегания вулканогенных толщ. Дальнейшие исследования показали, что при переходе от внешней зоны к внутренней существенно изменяются также мощность и состав вулканогенных толщ, петрохимические особенности интрузивных пород, структура аномальных геофизических полей. К северу от п-ова Тайгонос граница внешней и внутренней зон, устанавливаемая по комплексу геологических признаков, имеет вид ломаной линии. Она состоит из кулисно левосторонне расположенных протяженных разломов северо-восточного простирания, соединенных относительно короткими субмеридиональными "перемычками". Большой частью разломы совмещены с прямыми отрезками долин рек. В пределах Охотского сектора вдоль границы внешней и внутренней зон вулканогенного пояса расположена Ямо-Тауйская система неотектонических впадин.

Как отмечено выше, внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса разделена на две подзоны: унаследованную и новообразованную. Границей их также являются крупные разрывные нарушения, в том числе и Анадырский глубинный разлом, прослеженный от левобережья р.Пенжины до р.Юрумкувеем почти на 500 км. В пределах унаследованной подзоны позднемезозойские (доальбские) образования сложены преимущественно субаэральными вулканитами, а в новообразованной - главным образом морскими вулканомиктовыми и вулканогенно-осадочными породами, подобными одновозрастным отложениям Пенжинского прогиба.



Восточно-Чукотская фланговая зона имеет протяженность около 500 км. На севере слагающие ее вулканические покровы почти повсеместно лежат на интенсивно дислоцированных триасовых толщах Чукотских мезозоид. В юго-восточной части они перекрывают дорифейские метаморфические толщи фундамента Эскимосского массива и палеозойские (главным образом девонские) отложения, слагающие его чехол. Выход метаморфических пород, параллелизуемых с упомянутыми выше дорифейскими образованиями, описан Г.И.Богомоловым в верховье р.Эргувеем (в 60 км восточнее залива Креста). По данным Ю.А.Колясникова и А.А.Мануйлова, вулканогенные толщи самой западной части Восточно-Чукотской фланговой зоны (р.Кеча, правобережье р.Канчалан) залегают на интенсивно дислоцированных метаморфических допермских толщах. Таким образом, вполне очевидно, что вулканические поля Восточно-Чукотской фланговой зоны в целом следуют вдоль границы Эскимосского массива и Чукотских мезозоид. Восточно-Чукотская фланговая зона представляет собой естественное северо-восточное окончание структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: в близлежащих районах Центральной Аляски вулканические накопления, одновозрастные с образованиями Охотско-Чукотского пояса, не установлены, но зато там широко распространены морские и континентальные, существенно вулканомиктовые альбские и сеноманские отложения (Patton, 1973).

Западно-Охотская фланговая зона также представляет собой естественное структурное окончание Охотско-Чукотского пояса, однако положение его юго-западной границы пока не вполне ясно. Возможно, она совпадает с юго-западным замыканием Ульинского прогиба и окаймляющими его выходами крупного Этанджинского гранитоидного массива. В таких границах протяженность Западно-Охотской фланговой зоны достигает 450 км. Однако если будет твердо установлено, что вулканиты, распространенные на междуречье Улкан - Северный Уй и в расположенному юго-западнее Маймаканском грабене, одновозрастны с вулканитами Ульинского прогиба, тогда протяженность Западно-Охотской фланговой зоны будет составлять несколько более 700 км. Очевидно, в этом слу-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР (Н.А.Шило, П.В.Бабкин, В.Ф.Белый, В.М.Мерзляков, М.И.Терехов, 1974 г., с частичными изменениями)

1 - Сибирская платформа. Верхояно-Чукотская область мезозоид: 2 - Алазейско-Олойская система - в ее пределах выделены: Яблонский (1) и Еропольский (2) блоки палеозойских складчатых структур; Яно-Колымская система: 3 - краевые и внутренние поднятия, сложенные породами докембрия и палеозоя, 4 - Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, Яно-Суйская зона глыбовой складчатости: 5 - складчатые структуры, 6 - районы полого залегания отложений геосинклинального комплекса, 7 - Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости; Чукотская система: 8 - Анюйская зона, 9 - Чаунская зона; структуры орогенного этапа развития мезозоид: 10 - Приверхоянский краевой прогиб, 11 - регенерированные геосинклинальные прогибы, 12 - вулканогенные пояса. Срединные массивы: 13 - Омолонский (3) и Охотский (4), 14 - Эскимосский. Корякско-Камчатская область: Анадырско-Корякская система: 15 - внутренняя зона; внешние зоны: 16, 17 - Пенжинско-Майнская - неразделенные структуры (16), Пенжинский прогиб (17а) и Тайнинско-Майнский антиклиниорий (17б), 18 - Алькатваамская, Рарыткинская и Восточно-Пекульнейская; 19 - Олюторско-Камчатская система. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: внутренняя зона: 20 - унаследованная подзона, 21 - неизвестообразованная подзона; 22 - внешняя зона (жирными точками показаны границы секторов: Ц - Центрально-Чукотского, А - Анадырского, П - Пенжинского, О - Охотского); 23 - фланговые зоны (В-Ч - Восточно-Чукотская, З-О - Западно-Охотская); 24 - предполагаемая граница Эскимосского массива под покровами вулканогенного пояса

чае представится возможность непосредственно определить положение той крупной системы разломов, вдоль которой расположена Западно-Охотская фланговая зона, а также наблюдать изменение характера структур вулканических полей (Ульинский прогиб – Маймаканский грабен) на юго-западном окончании Охотско-Чукотского пояса.

Фундаментом северо-восточной части Западно-Охотской фланговой зоны является архейский метаморфический комплекс Охотского массива, перекрытый чехлом рифейских – позднемезозойских отложений. Поскольку в настоящее время нет единого мнения о положении западной границы Охотского массива (Чиков, 1970), то по-разному трактуется и характер фундамента крупнейшей структуры Западно-Охотской фланговой зоны – Ульинского прогиба. Если палеозойские толщи Аянского района действительно принадлежат герцинидам Монголо-Охотской области, как показано на Тектонической карте Евразии (1966), тогда логично предположить распространение их на северо-восток, на правобережье р. Ульи. Возможно, северо-западная граница герцинид совпадает с Ульинской зоной разломов (Чиков, 1970). Фундамент большей, северо-западной части Ульинского прогиба слагают, по-видимому, дорифейские метаморфические комплексы и частично мезозойиды Южно-Верхоянского синклиниория (положение их границы неясно). Маймаканский грабен наложен на протерозойиды Станового хребта. Таким образом, фундамент Западно-Охотской фланговой зоны гетерогенен. Однако несомненно, что в его составе преобладают дорифейские метаморфические комплексы. Можно полагать, что на участке между Аяном и нижним течением р. Ульи фундамент вулканогенных толщ образуют герцинские складчатые структуры.

ГЛАВА II

Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса

В последнее время как в наименее изученных районах (бассейны рек Палляваам, Анадыря, Пенжины, Ульи и п-ов Тайгонос), так и в пределах давно осваиваемых территорий (бассейны рек Олы, Армани) были получены новые данные, вносящие существенные изменения в представления о времени накопления наземных вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса. Наиболее важные коллекции растительных остатков, собранные в последние годы, полностью или частично определялись В.А. Самылиной, В.А. Вахрамеевым, Е.Л. Лебедевым.

В работе использованы прежде всего эти определения ископаемой флоры, что обеспечивает возможность биостратиграфических корреляций, отвечающих современному уровню знаний.

При этом необходимо подчеркнуть, что общие схемы последовательности вулканических накоплений, установленные предшествовавшими исследователями, изменились сравнительно мало или почти не изменились, хотя в ряде случаев и потребовалось уточнение корреляции стратиграфических разрезов в отдельных вулканических полях.

Поскольку существенные изменения в составе и разрезах вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса общеизвестны, представляется целесообразным вначале дать характеристику стратиграфической последовательности вулканогенных толщ в пределах отдельных секторов и крупных вулканических полей, а затем перейти к их возрастной корреляции.

Так как характер разрезов и распространение вулканогенных толщ во многом определяются особенностями слагаемых ими структур, при стратиграфическом описании по мере необходимости будут использованы некоторые специальные палеовулканологические термины и названия, содержание которых подробно раскрывается ниже.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАКОПЛЕНИЙ

Неравномерная изученность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, неодинаковая полнота стратиграфических разрезов в пределах различных его участков и часто недостаточная обоснованность их возраста палеонтологическими и палеофитологическими данными заставляют принять такой порядок изложения материала, при котором вначале характеризуются районы, наиболее хорошо изученные и важные для выяснения стратиграфического положения и возраста вулканогенных толщ, а затем излагаются данные о районах по убыванию их значимости в плане решения поставленных задач. Необходимость четкого определения стратиграфического, возрастного и структурного положения вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса требует краткого описания непосредственно подстилающих их раннемеловых и отчасти юрских образований.

АНАДЫРСКИЙ СЕКТОР

Анадырский сектор включает в себя отрезок вулканогенного пояса от р. Мечкеревой на северо-востоке до р. Пенжины на юго-западе.

Внешняя зона. Анализ строения внешней зоны Анадырского сектора интересен прежде всего потому, что здесь имеются наиболее хорошо охарактеризованные фауной и флорой разрезы морских и континентальных нижнемеловых отложений, непосредственно подстилающих покровы вулканогенного пояса. Лишь в верховье р. Еропол из-под них обнажаются толщи главным образом палеозойских, а в верховье р. Большой Анюй – палеозойских, триасовых и юрских пород.

На междуречье Яблон–Чимчемемель (рис. 2, разрез 1)¹ из-под покровов Охотско–Чукотского пояса обнажаются мощные терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, заполняющие так называемую Айнахкургенскую впадину (Тильман, 1962). Б.Ф.Пальмским они разделены на две свиты: айнахкургенскую и чимчемемельскую (Афицкий, Пальмский, 1970).

Айнахкургенская свита с размывом и несогласием залегает на позднеюрских–берриасских и валанжинских отложениях и достаточно отчетливо разделяется на две подсвиты. Нижняя (1300–1500 м) сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами с окаменелостями: *Aucellina polevoi* Ver., *A. anadyrensis* Ver., *A. penjensis* Ver., *A. aff. aptiensis* Orb., *A. cf. caucasica* Buch., *Inoceramus* sp., *Entolium utokokense* Imlay, *Tracia* aff. *stelcki* McLearns, *Tancredia kurupana* Imlay, *Nuculana* sp., *Modiolus* ex gr. *onoensis* And., *Astarte* sp., *Panopea* sp., *Cyprimeria* sp., *Anisocarsia* sp., *Protocardia* sp. В верхней подсвите (1100–1200 м) отмечаются линзы конгломератов и в значительном количестве появляются углистые алевролиты с многочисленными отпечатками растений: *Coniopterus pumphaium* (Heer) Vachr., *C. kolymensis* (Prym.) Vassil., *C. cf. saportana* (Heer) Vachr., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Cladophlebis* cf. *sangarensis* Vachr., *Sphenopteris* cf. *lepisensis* Vassil., *Anomozamites* ex gr. *angulatus* Heer, *Jakutiella* cf. *amurensis* (Novopokr.) Samyl., *Ctenis* cf. *yokoyamai* Kryst. et Prym., *Heilungia* cf. *tschuktschorum* Samyl. et Philipp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo digitat* (Brongn.) Heer, *Ginkgo huttonii* (Sterab.) Heer, *G. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *S. pulchella* (Heer) Fl., *Phoenicopsis* cf. *speciosa* Heer, *Ph. cf. angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. cf. eichwaldii* (Schimp.) Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой).

В 1969 г. в Умкувеемской впадине (в 150 км к юго-юго-западу от характеризуемого разреза) в отложениях, непосредственно подстилающих ауцелиновые слои, К.В.Паракецов (Паракецов, Паракецова, 1973) обнаружил аммонит *Australiceras* ex gr. *gigas* (Sow.), а совместно с ауцелинами, представленными теми же видами, что и в айнахкургенской свите, нашел аммонит *Tropaeum* cf. *kajgorodzevii* (Ver.). Первый из аммонитов характерен для верхней зоны баррема – нижней зоны апта, а второй – для середины апта. Таким образом, нижняя возрастная граница айнахкургенской свиты не может быть древнее среднего апта.

Отложения чимчемемельской свиты (1500–1700 м) в центральной части впадины лежат согласно на отложениях айнахкургенской свиты, а на крыльях – несогласно залегают на отложениях валанжина и верхней юры. Свита представлена преимущественно грубообломочными вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, находящимися в сложном переслаивании с конгломерато-брекчиями и углистыми алевролитами, а также с туфами, реже с лавами среднего и основного состава (последние характерны лишь для верхней части свиты). В отложениях чимчемемельской свиты собраны: *Coniopterus pumphaicum* (Heer) Vachr., *C. cf. saportana* (Heer) Vachr., *C. kolymensis* (Prym.) Vassil., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris rarineris*

¹ На рис. 2 нанесены местоположения всех основных разрезов, приводимых в настоящей главе.

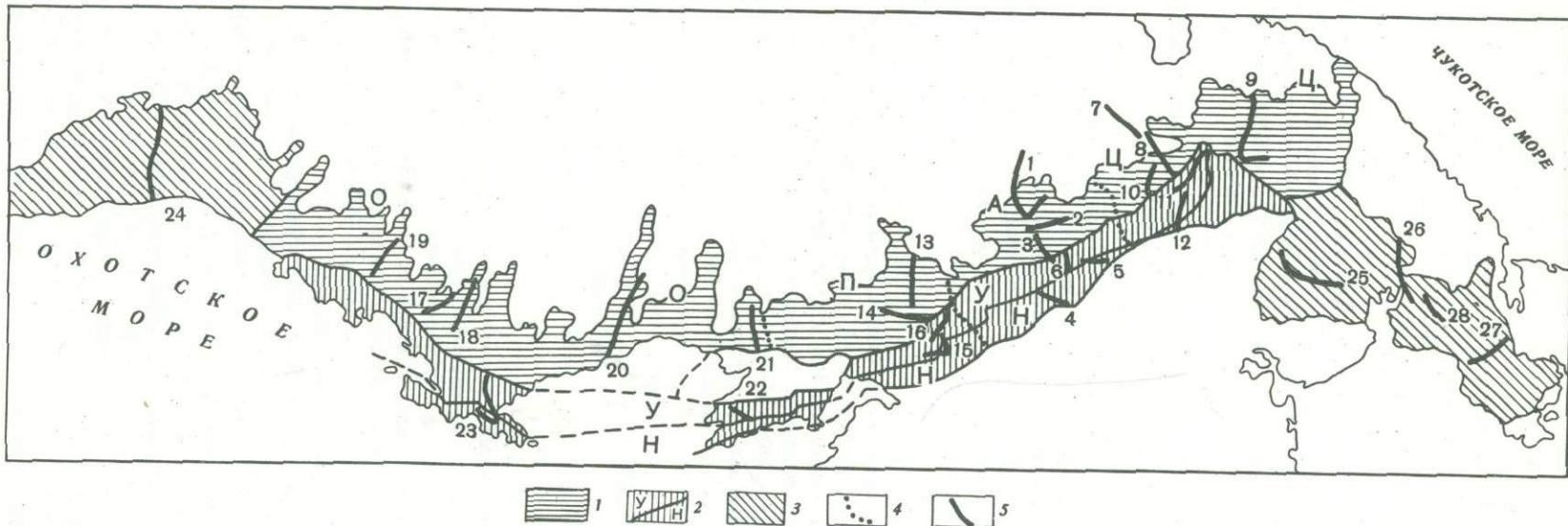


Рис. 2. Схема размещения основных стратиграфических разрезов

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 1 - внешняя зона, 2 - внутренняя зона (У - унаследованная, Н - новообразо-

ванная подзоны), 3 - фланговые зоны, 4 - гранилы секторов вулканогенного пояса (Ц - Центрально-Чукотского, А - Ана-дымского, П - Пенжинского, О - Охотского), 5 - местополо- жение разреза и его номер

Samyl., *Onychiopsis elongata* (Geyler) Yok., *Cladophlebis sangarensis* Vachr., *C. cf. argutula* (Heer) Font., *Jakutiella cf. amurensis* Samyl., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Nilssonia prinadiei* Vachr., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. cf. digitata* (Brongn.) Heer, *Sphenobaiera cf. longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. ex gr. arctica* Prun., *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. ex gr. eichwaldii* (Schimp.) Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Parataxodium jakutensis* Vachr. (определения А.Ф. Ефимовой).

Флора, обнаруженная в айнахкургенской и чимчемемельской свитах, сходна между собой и в целом аналогична комплексам флоры из буор-кемюсской свиты, а также из средней и верхней подсвит омсукчанской свиты (соответственно Зырянского и Омсукчанского угленосных районов Северо-Востока ССР), которые, по В.А. Самылиной, составляют буор-кемюсскую стратифлору ранне-среднеальбского возраста (Самылина, 1973, 1974а, б).

Охарактеризованные отложения перекрыты мощными вулканическими накоплениями, выделяемыми под названием Яблонской серии (Белый и др., 1965). Покровы яблонской серии имеют общее северо-восточное простиранье и полого погружаются в юго-восточном направлении. На междуречье Яблон-Чимчемемель они без видимого несогласия лежат на чимчемемельской свите, однако за пределами Айнажкургенской впадины от более древних, преимущественно мезозойских образований их отделяет поверхность четкого структурного несогласия. Яблонская серия состоит из трех толщ: саламихинской, ику-лилэкинской и вилковской (рис. 3; см. рис. 4, разрез 1).

Саламихинская толща (900–1200 м) сложена преимущественно агломератовыми и агломерато-глыбовыми туфами, туфобрекчиями и брекчиями лавами оливин-пироксеновых базальтов. В полях саламихинской толщи достаточно отчетливо обособляются сравнительно узкие протяженные зоны, где лавы заметно преобладают над туфами. Эти зоны наследуют положение крупных тектонических нарушений в структурах основания вулканогенных толщ. На отдельных участках в разрезах саламихинской толщи существенную роль играют мелкообломочные туфы, среди них встречаются линзы туфоконгломератов и пачки вулканомиктовых алевролитов, обогащенных углистым материалом. Из отложений саламихинской толщи собраны немногочисленные остатки растений: *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Onychiopsis cf. elongata* (Geyler) Yok., *Heilungia tschuktschorum* Samyl. et Phylipp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis* sp. indet., *Podozamites cf. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой, В.А. Самылиной, Г.Г. Филипповой).

Вышележащая икулилэкинская толща (600–1200 м) сложена главным образом двупироксеновыми андезито-базальтами, а также андезитами и базальтами. Туфы играют резко подчиненную роль, встречаются потоки оливин-содержащих базальтов. По-видимому, из икулилэкинской толщи происходят отпечатки растений: *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopterus* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* sp. indet., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., собранные К.Б. Куликовым в верховье р. Чимчемемель (определения А.Ф. Ефимовой).

Вилковская толща (500–600 м) в нижней части состоит преимущественно из туфов и туфобрекчий с отдельными потоками лав основного и среднего состава, среди которых встречаются пачки пепловых туфов липаритового состава и линзовидные прослои туфоконгломератов; в ее верхней части преобладают двупироксеновые андезито-базальты и часто наблюдаются оливин-пироксеновые базальты. В туфах вилковской толщи встречены отпечатки *Baiera cf. polymorpha* Samyl., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *S. angustiloba* (Heer) Fl., *S. aff. uninervis* Samyl., *Pityophyllum* sp. indet. (определения А.Ф. Ефимовой).

Охарактеризованные толщи яблонской серии слагают крупную изометричную отрицательную вулканоструктуру – Верхне-Яблонский прогиб. В его пределах мощность вулканогенных накоплений яблонской серии достигает 2500–3000 м.

Из нерасчлененных вулканогенных образований яблонской серии на междуречье Олой—Яблон (юго-западное окончание Верхне-Яблонского прогиба) К.Б. Куликовым были собраны обильные остатки растений: *Equisetites aff. burejensis* Heer, *Coniopteris compressa* Vassil., *Tchaunia* sp., *Cladophlebis* sp., *Heilungia tschuktschorum* Samyl. et Phyli., *Heilungia* sp., *Taeniopteris* sp., *Pityophyllum* sp., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Ph. ex gr. speciosa* Heer, *Araucarites* sp., *Pagiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis cf. magnifolia* Font. var. *successiva* Hool., *C. cf. microphylla laxa* Holl., *C. cf. anadyrensis* Krysh., *Cephalotaxopsis* sp., *Parataxodium cf. wigginsii* Arnold et Lowth., *Leptostrobus* sp. (определения А.Ф. Ефимовой, В.А. Самылиной и Г.Г. Филипповой).

Юго-восточнее охарактеризованного района, в пределах так называемого Оконайто-Пеледонского поднятия (Белый, 1969), расположенного в низовье рек Пеледон и Яблон, строение яблонской серии существенно меняется (см. рис. 2, разрез 2). Здесь вулканогенные толщи залегают несогласно на преимущественно морских верхнемезозойских отложениях: в истоках р. Оконайто — на валанжинских, в пределах междуречья Оконайто-Еропол — на аптских (айнажкургенская свита), в нижнем течении р. Пеледон — на готеривских. Разрез вулканогенных толщ сильно изменяется в латеральных направлениях; изучение его затрудняется большим количеством интрузий, обнажающихся в сводовой части поднятия. Преобладают лавы, туфобрекции и туфы андезито-базальтов и андезитов, среди которых постоянно встречаются крупные и мелкие линзовидные тела игнимбритов, ксеногигибритов и туфов кислого и умеренно кислого состава. Оливин-пироксеновые базальты редки. Отмечаются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Общая мощность вулканогенных образований яблонской серии здесь, вероятно, не превышает 2000 м. На левобережье бассейна р. Голой в нижней части разреза собраны отпечатки *Heilungia aff. udensis* Koschman, *Baiera cf. polymorpha* Samyl., *Pityophyllum* sp. indet.; восточнее, в средней части разреза обнаружены *Phoenicopsis* sp. indet., *Podozamites* sp. indet., *Pityophyllum* sp. indet. (определения А.Ф. Ефимовой).

На правобережье р. Оконайто и в низовьях Яблон и Пеледон в самой верхней части яблонской серии обнаружены отпечатки *Podozamites* sp. indet., *Cephalotaxopsis cf. sangarensis* Vassil., *Cephalotaxopsis* sp. indet., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой).

Выше, в виде пологой моноклинали, наклоненной к юго-востоку под углом 3–5°, залегают вулканические покровы, выделяемые под названием еропольской толщи (см. рис. 2, разрез 3).

Нижняя, пестроцветная часть еропольской толщи (200–500 м) сложена игнимбритами и туфами липаритового состава, которые на отдельных участках находятся в ритмичном чередовании с туфобрекциями, туфами и лавами базальтового и андезитового состава; кроме того, здесь отмечаются трахиты и пачки туфопесчаников с отпечатками *Gladophlebis cf. acuta* (Font.) Krysh., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Araucarites ex gr. longifolia* (Lesq.) Dorf., *Elatocladus cf. smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. cf. anadyrensis* Krysh., *Torreya gracillima* Holl., *Sequoia concinna* Heer, *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Trochodendroides (?) microphylla* Philipp. (определения А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой). Верхняя часть толщи (500–600 м) состоит из многократно повторяющихся потоков двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов, редких пачек их туфов и отдельных потоков базальтов и трахитов; породы имеют свежий кайнотипный облик.

В среднем течении р. Яблон и в верховье р. Пеледон, северо-западнее Оконайто-Пеледонского поднятия, закартировано несколько изолированных изометрических отрицательных вулканоструктур, каждая из которых, хотя и обладает специфическими чертами разреза, в целом сложена комплексами вулканических пород, сходными с еропольской толщей. Поперечные разрезы этих вулканоструктур колеблются в пределах 10–30 км, а максимальные мощности вулканических накоплений не превышают 600–800 м. Они наложены на разные части разреза яблонской серии, и в их основании иногда наблюдаются горизонты туфоконгломератов и туфопесчаников (мощностью до 200 м). В туфопесчани-

ках, залегающих в основании разреза Туровой вулканоструктуры, обнаружены отпечатки растений: *Cladophlebis jelisejevii* Krysh., *Hilssonia yukonensis* Holl., *N. cf. alaskana* Holl., *Ginkgo* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Dicotylophylum* sp. (определения А.Ф. Ефимовой).

Северо-восточнее этого района, на правобережье среднего течения р. Мечкеревой в верхней, существенно андезито-базальтовой части вулканогенных отложений, аналогичных по своему строению еропольской толще, И.А. Смирнова нашла отпечатки растений: *Sphenopteris (Dennstaedtia) tschuktschorum* Krysh., *Ginkgo* sp., *Cephalotaxopsis cf. heterophylla* Holl., *C. cf. microphylla laxa* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki (определения А.Ф. Ефимовой).

Внутренняя зона. Нижняя часть разреза вулканогенных толщ и подстилающие их морские раннемеловые отложения обнажаются только в пределах новообразованной подзоны (см. рис. 2, разрезы 4, 5). В долине р. Анадырь (разрез 4), пересекающей вкрест простирации Мургальское поднятие в его северной части, наблюдаются морские отложения берриасского и валанжинского возраста, охарактеризованные многочисленными находками *Buchia* spp. Они сложены туффитами, плохо отсортированными туфопесчаниками и вулканомиктовыми песчаниками, туфоалевролитами, среди которых наблюдаются прослои туфов среднего, реже кислого состава, гравийных туффитов, аргиллитов, а в самой верхней части — ракушечников. Общая видимая мощность этих отложений достигает 1500 м.

С размывом, но без видимого несогласия на верхневаланжинских отложениях залегают готеривские. По данным В.Ф. Белого (1969) и В.П. Похиалайнена (1970), они сложены туфобрекчиями, гравийными туффитами и туфами преимущественно андезито-базальтового состава, среди которых встречаются туфы основного и кислого состава, потоки палеотипных базальтов, андезито-базальтов, андезитов и липаритов, пачки алевролитов и вулканомиктовых песчаников. Породы большей частью зеленые и голубовато-зеленые, довольно часто встречаются фиолетовые и пятнистые буровато-фиолетовые разности. Обломки и особенно цемент подверглись сильным вторичным изменениям с образованием хлоритов, карбонатов, цеолитов и пренита. В верхней половине разреза в разных участках собраны окаменелости: *Simbirskites speetonensis* Yung., *Hertleinites aquila* Imlay, *Inoceramus ex gr. paraketzovi* Efim., *I. anadyrensis* Poch., *I. solus* Poch., *I. terechovae* Poch., *Lima ex gr. consobrina* Orb., *Cylindroteuris aff. subporrecta* Bodyl., *Astarte* sp., *Terebratulina* sp., *Oxytoma* sp., *Scalpellum* sp., *Panarea* sp. (определения В.П. Похиалайнена, Г.П. Тереховой), свидетельствующие о позднеготеривском возрасте вмещающих их слоев. Общая мощность готеривских отложений оценивается в 600–700 м. Стратиграфически выше них залегают туфопесчаники, туфы среднего и основного состава, гравийные туффиты, туфоалевролиты, среди которых встречаются потоки базальтов и линзовидные тела вулканомиктовых гравелитов (150–250 м). В этих отложениях иногда встречаются обломки призматического слоя иноцерамов и редкие неопределенные раковины двустворок, по внешнему облику напоминающие остатки двустворчатых обнаруженных в айнахкургенской свите совместно с *Aucellina* spp. Поэтому возраст этих слоев пока датируется баррем-аптом.

Разрез нижнемеловых отложений Мургальского поднятия заканчивается наземными, существенно вулканогенными образованиями березовской толщи, которая ложится как на условно баррем-аптские, так и готеривские образования. В ее основании иногда находятся туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы основного состава (до 100 м); отсюда Э.Б. Невретдиновой собраны *Coniopterus saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. argutula* (Heer.) Font., *C. aff. gluschinskii* Vassil., *Sphenobaiera* sp. indet., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Podozamites eichwaldii* (Schimp.) Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой). Выше лежат оливинсодержащие и безоливиновые базальты их туфы и туфобрекчии (до 200 м), а затем следует толща двупироксеновых андезито-базальтов, андезитов, их туфов и туфобрекций, среди которых встре-

чаются потоки базальтов и роговообманково-пироксеновых андезитов и их туфы (до 1000 м). Общая мощность пород березовской толщи 1200–1400 м. На северо-западном крыле Мургальского поднятия на них несогласно лежат покровы базальтов чуванской толщи.

Северо-восточнее, в бассейне р. Убиенки, кулисно (относительно Мургальского поднятия) расположена горст-антиклинальная структура, сложенная верхнеюрскими туфами и лавами среднего и кислого состава (450–500 м), валанжигскими песчаниками, алевролитами и туфами преимущественно среднего состава (1700 м) и условно готеривскими вулканогенными образованиями кислого, реже среднего состава, содержащими горизонты песчаников и алевролитов (900–1000 м). На юго-востоке горст-антиклиналь граничит со структурами Пенжинского прогиба, а с северо-запада (см. рис. 2, разрез 5) к ней примыкает купальная моноклинальная структура, сложенная существенно вулканогенными толщами многокилометровой мощности, которые предлагается выделить под названием березогорской серии. В разрезе серии, по данным В.А. Китаева и В.Г. Коротьча, различаются три толщи:

1. Нижняя – преимущественно туфы и лавы базальтового и андезитового состава, среди которых наблюдаются горизонты туфопесчаников и туфоконгломератов (1700–2000 м).

2. Средняя – преимущественно туфопесчаники, туфогравелиты и туфы среднего состава с горизонтами туфоконгломератов, алевролитов и андезитов (1000–1100 м); в нижней части разреза найдены отпечатки растений: *Cladophlebis jelsejewii* Krysht., *Cephalotahopsis heterophylla* Holl., *C. cf. intermedia* Holl., *Sequoia* sp., *Platanus* sp., *Protophyllum cf. ignatianum* Krysht. et Baik. (определения А.Ф. Ефимовой), а в верхней среди слоев, содержащих отпечатки *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Araucarites* sp., *Elatocladus* sp., обнаружены *Parallellodon* sp. indet. и два аммонита, из которых один принадлежит к развернутым формам, а второй сходен с *Neogastropites* – формой, характерной для верхнего альба и переходных альб–сеноманских слоев (определения Г.П. Тереховой).

3. Верхняя – андезиты и их туфы, среди которых в подчиненном количестве встречаются вулканиты кислого состава, туфопесчаники, алевролиты и гравелиты (1300 м); из нижней части разреза собраны *Gleichenia* sp., *Cladophlebis* sp., *Cephalotaxopsis magnifolia* Font. var. *successiva* Holl., *C. cf. intermedia* Holl., *Sequoia heterophylla* Velen., *S. ex gr. dakotensis* Brown., *Glyptostrobus aff. groenlandicus* Heer (определения А.Ф. Ефимовой). Общая мощность березогорской серии около 4000 м.

Стратиграфически выше лежат чередующиеся между собой пестрые игнimbриты и туфы кислого состава, среди которых отмечаются туфы и лавы андезитов и андезито-базальтов, пачки туфопесчаников (700–800); они выделены Б.Д. Труновым в кавральянскую толщу.

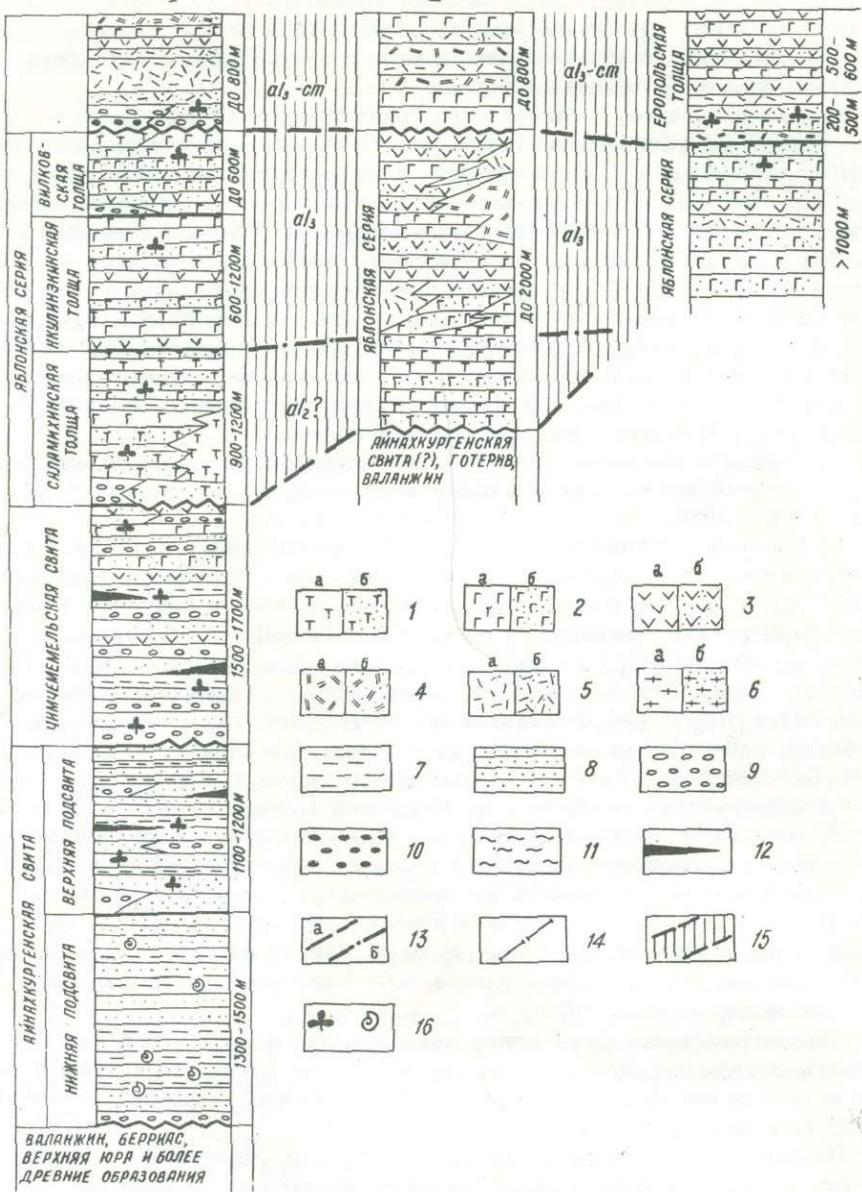
На различные горизонты охарактеризованных образований ложатся потоки базальтов чуванской толщи видимой мощностью до 300 м.

В унаследованной подзоне на территории Анадырского сектора подошва наземных вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса нигде не вскрывается. Сравнительно ограничены здесь также выходы вулканитов, которые можно было бы параллелизовать либо с яблонской серией внешней зоны, либо с березовской толщей Мургальского поднятия и низами разреза березогорской серии.

В нижних течениях рек Яблон и Пеледон на территории унаследованной подзоны прослежены горизонты ранее охарактеризованной еропольской толщи. В отличие от смежных участков внешней зоны здесь увеличивается мощность верхней части толщи (до 600–800 м), а в ее разрезе преобладающими становятся базальты и андезито-базальты; местами наблюдается сильная раздробленность вулканитов и они приобретают палеотипный облик.

На левобережье р. Анадырь, между реками Карвальянской и Яблон (см. рис. 2, разрез 6), выделяются три толщи: халанкинская, терпухайская и чуванская.

Халанкинская толща, как установлено, фациально замещает и, возможно, лишь частично перекрывает верхний горизонт еропольской толщи. Нижняя поло-



вина халанкинской толщи (200–300 м) сложена преимущественно туфами и туфобрекчиями среднего и основного состава, содержащими пачки туфопесчаников и туфоалевролитов с многочисленными остатками растений: *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Populus* sp., *Trochodendroides (?) arctica* (Heer) Bergu (определения А.Ф. Ефимовой). В разрезе ее верхней части преобладают лавы андезитов и андезито-базальтов (300 м). На междуречье Халанкин – Баранья, в зоне Анадырского разлома, мощность вулканитов, соответствующих верхней части халанкинской толщи, увеличивается до 700–800 м. Помимо отмеченных ранее пород, здесь встречаются базальты, трахиты, дациты, их туфы и туфобрекчи.

Терпухойская толща ложится на различные толщи разреза халанкинской и имеет в основании горизонт туфоконгломератов с пачками туфопесчаников и алевролитов мощностью до 100 м. Отсюда собраны *Cephalotaxopsis cf. heterophylla* Holl., *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Parataxodium* sp.,

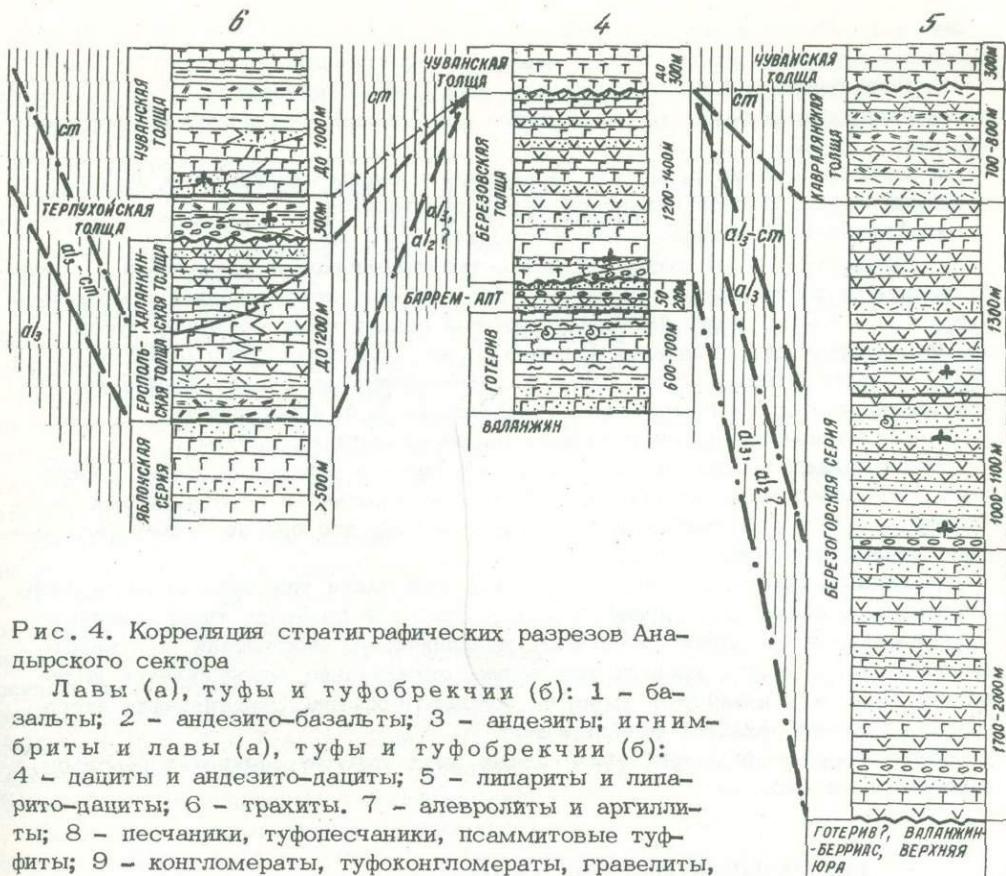


Рис. 4. Корреляция стратиграфических разрезов Анадырского сектора

Лавы (а), туфы и туфобрекции (б): 1 - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - андезиты; игнимбриты и лавы (а), туфы и туфобрекции (б): 4 - дациты и андезито-дациты; 5 - липариты и липарито-дациты; 6 - трахиты. 7 - алевролиты и аргиллиты; 8 - песчаники, туфопесчаники, псаммитовые туфиты; 9 - конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, туфогравелиты, гравийные туфиты; 10 - туфоконгломераты с обилием галек гранитоидов; 11 - углистые алевролиты и аргиллиты; 12 - линзы и пласти угли; возрастные корреляции: 13 - по органическим остаткам (а - установленные, б - условные), 14 - по петрографическим признакам; 15 - комплекс вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса; 16 - места находок флоры и фауны. Числы над колонками - номера разрезов (см. рис. 2)

Metasequoia sp., *Trochodendroides* sp. (определения А.Ф. Ефимовой). Выше лежат игнимбриты и туфы липаритового и дацитового состава, чередующиеся с горизонтами ксенотуфов и ксенонигнимбритов. Мощность терпухойской толщи не превышает 300 м.

Чуванская толща сложена преимущественно оливин-пироксеновыми базальтами, которыми завершается разрез вулканогенных образований Анадырского сектора Охотско-Чукотского пояса. Она прослеживается главным образом вдоль Анадырского глубинного разлома и перекрывает различные части разреза вулканических накоплений рассматриваемого района. Сводный разрез чуванской толщи в бассейнах рек Халанкин, Колонок и Баранья имеет следующее строение:

1. Безоливиновые базальты и андезито-базальты (0-400 м); распространены спорадически.

2. Преимущественно оливин-пироксеновые базальты (массивные и миндалекаменные), среди которых встречаются невыдержаные по простиранию пачки

туфов и туфобрекций основного состава, а также андезито-базальты, трахиандезиты и трахиты, иногда туфопесчаники и туфогравелиты (300–800 м).

3. Игнимбриты и туфы липаритового и липарито-дацитового состава с отдельными горизонтами базальтов и их туфов (0–250 м); встречаются не повсеместно.

В верхнем течении р. Левый Халанкин, по нашим наблюдениям 1972 г., в нижней части разреза чуванской серии обнажаются:

1. Туфобрекции и туфы основного состава (50 м).

2. Пачка (8–10 м) туфогравелитов, туфопесчаников и ксенотуфов с обилием обломков вулканических пород кислого состава, чередующихся с маломощными (0,2–1,0 м) пакетами тонкослоистых базальтовых пепловых туфов, в которых содержатся отпечатки *Pityocladus* sp., *Totteya* cf. *gracillima* Holl., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Tollia* cf. *cunninghamioides* Sveshn. et Budants., *Dicotylophyllum* sp., *Carpolites* sp. (определения В.А. Самылиной)¹.

3. Пироксен-оливиновые базальты (видимая мощность 10 м).

Ранее вулканические накопления, выделяемые в чуванскую толщу, считались раннепалеогеновыми (Белый, 1969). Нахождение в ее отложениях перечисленных выше остатков свидетельствует о том, что она не может быть моложе первой половины позднего мела.

По данным В.П. Василенко, в юго-западной части унаследованной подзоны Анадырского сектора, на правобережье р. Еропол в пределах так называемого Ольхейвеемского поднятия, в разрезе вулканических накоплений, соответствующих, скорее всего, еропольской толще, значительно увеличивается количество туфов и игнимбритов умеренно кислого состава. Стратиграфия этого участка изучена пока еще крайне слабо.

Схема корреляции охарактеризованных выше стратиграфических разрезов приводится на рис. 4.

ЦЕНТРАЛЬНО-ЧУКОТСКИЙ СЕКТОР

К северо-востоку от Средне-Анадырского находится Центрально-Чукотский сектор. Почти сплошные вулканические покровы этого сектора в северо-восточном направлении тянутся до р. Кувет, а отдельные поля вулканитов достигают побережья Ледовитого океана. С востока, в бассейне верхнего течения р. Танкорер, к ним примыкают вулканические поля Восточно-Чукотской фланговой зоны.

Стратиграфия вулканогенных толщ внешней зоны Центрально-Чукотского сектора в основном была разработана в 1955–1958 гг. на междуречье Палляваам – Большой Пыкараам, в пределах крупной вулкано-тектонической структуры, именуемой ныне Пегтымельским прогибом (Белый, 1961, 1969).

При последующих исследованиях, проводившихся В.Г. Желтовским (1967–1970 гг.), Г.Ф. Журавлевым (1967–1972 гг.) и автором (1972 г.), были внесены существенные уточнения и изменения в стратиграфию отдельных вулканических полей и структур. В излагаемой ниже схеме стратиграфии учтены все важнейшие данные, полученные в последние годы чукотскими геологами, однако их интерпретация лежит целиком на ответственности автора.

Внешняя зона. На большей части территории внешней зоны Центрально-Чукотского сектора покровы вулканогенного пояса с резким несогласием лежат непосредственно на складчатых геосинклинальных толщах триасового возраста. Позднемезозойские образования, подстилающие вулканические покровы Охотско-Чукотского пояса, здесь имеют ограниченное распространение.

¹Первоначально эту пачку пород И.Н. Трумпе и В.Ф. Белый относили к образованием терпухойской толщи (Белый, 1969). Форма *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer в коллекции И.Н. Трумпе была определена А.Ф. Ефимовой, по-видимому, ошибочно, так как в последующих сборах больше не определялась.

В западной части Тытыльвеемской впадины, в бассейне верхнего течения р. Раучуа (рис. 2, разрез 7) обнажаются валанжинские песчаники, алевролиты и аргиллиты (500–600 м) с многочисленными раковинами *Buchia* spp., выше которых залегают существенно вулканогенные отложения, выделенные А.Я. Пьянковым в 1968 г. в нутесынскую свиту. Нижняя нутесынская подсвита сложена андезито-базальтами и андезитами, чередующимися с туфами и туфобрекчиями среднего состава (100–600 м), среди которых встречаются прослой и маломощные пачки туффитов и туфопесчаников с остатками *Lima* sp. В невыясненных стратиграфических соотношениях с вулканогенными образованиями нижней нутесынской подсвиты находятся алевролиты и туфопесчаники с линзовидными прослоями известняков, в которых содержатся окаменелости – *Inoceramus paraketzovi* Efim., *I. colonicus* Anderson, свидетельствующие о гортеривском возрасте вмещающих их слоев. Они известны в нескольких пунктах западной части Тытыльвеемской впадины. Выходы этих пород находятся только среди вулканогенных образований нижней нутесынской подсвиты и нигде не отмечаются ни в ее основании, ни в кровле. Поэтому они включаются в состав нижней нутесынской подсвиты, и на этом основании возраст последней считается гортеривским.

Верхняя нутесынская подсвита (300–800 м) состоит из часто чередующихся агломеративных туфов, лав, игнимбритов липаритового и дацитового состава, среди которых встречаются линзы туфоконгломератов, туфопесчаников и отдельные пласти андезитов. На левобережье р. Леловеем в разрезе подсвиты появляются крупные (до 15 км в поперечнике и 300–400 м мощностью) массивные тела игнимбритов кислого состава. В отложениях подсвиты собраны отпечатки растений: *Cladophlebis* cf. *sangarensis* Vachr., *C. browniana* Heer, *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Ginkgo* cf. *digitata* (Brongn.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Podozamites* cf. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой).

Выше залегают массивные андезиты и андезито-базальты с прослойями туфов и туфобрекций (100–800 м), выделяемые в тытыльвеемскую свиту.

На междуречье Леловеем–Угатын (см. рис. 2, разрез 8) недосредственным продолжением охарактеризованной выше верхней подсвиты нутесынской свиты являются мощные вулканические накопления (до 1000 м), выделенные в пучевеемскую свиту (Белый, 1958). Это преимущественно туфы и туфобрекции дацитов, липаритов и андезито-дацитов, среди которых широко распространены игнимбриты кислого состава; встречаются линзовидные тела массивных андезитов, отдельные пласти дацитов и липаритов, а также линзовидные пачки туфоконгломератов и туфопесчаников. На правобережье верхнего течения р. Омрелькай в туфопесчаниках, переслаивающихся с туфами, К.В. Паракецовым в 1956 г. собраны остатки *Lima* sp.

На пучевеемской свите лежит угатынская, сложенная бурыми зелено-серыми, розоватыми и светло-серыми игнимбритами и туфами липаритового, липарито-дацитового, дацитового и трахидацитового состава, среди которых отмечаются лавы кислого состава и прослой туфопесчаников (до 600 м). В угатынской свите Ф.Б. Раевским собраны: *Coniopterus* aff. *bicrenata* Samyl., *Coniopterus* sp., *Kolymella raeuskii* Samyl. et Philipp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. cf. frigida* (Heer) Sew., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Elatocladus* cf. *smittiana* (Heer) Sew., *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia ambigua* Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer (определения Г.Г. Филипповой и В.А. Самылиной).

На правобережье верхнего течения р. Угатын на угатынской свите лежат массивные темно-серые и бурые игнимбриты умеренно кислого и лавы среднего состава (до 300 м). Петрографически они сходны с каленмуваамской свитой, обнажающейся в бассейне р. Палааваам. Еще выше лежат часто чередующиеся между собой игнимбриты и туфы кислого и умеренно кислого состава (200–300 м), сменяющиеся вверх по разрезу массивными иг-



Рис. 5. Строение вулканических накоплений чаунской серии в долине р. Вуквульвыгыргын

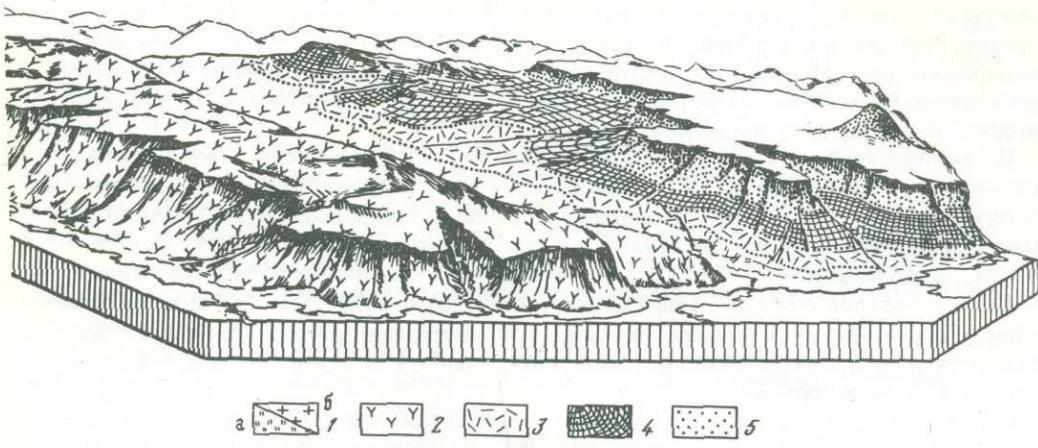
Свиты: 1 – алькаквуньская (а – пестроцветная толща игним-бритов и туфов кислого состава, б – зелено-серая толща игним-бритов и туфов кислого и умеренно кислого состава), 2 – каленъмуваамская, 3 – пыкараамская, 4 – воронъинская, 5 – коэквуньская

нимбритами кислого состава (300–400 м) с обилием крупных вкрапленников кварца и полевых шпатов. Эти образования сходны с пыкараамской свитой, выделенной в пределах Пегтымельского вулканопрогиба. В характеризуемом районе они слагают крупную Угаткын-Юрумкувеемскую моноклинальную структуру. На правобережье р. Малый Чаун в нижней части разреза вулканитов (параллелизуемых с пыкараамской свитой) В.Г. Бубениковым в 1966 г. собраны: *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Arctopteris* cf. *kolyensis* Samyl., *Cladophlebis* sp. indet., *Cephalotaxopsis* cf. *acuminata* Krysht. et Prug., *Zizyphoides* sp. (определения Г.Г. Филипповой), а юго-восточнее, на побережье оз. Эльгыгытгын – *Tchaunia* sp., *Cladophlebis* ex gr. *grandis* Samyl., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer, *Cephalotaxopsis* sp. indet. (определения Г.Г. Филипповой). В верховье р. Угаткын Ф.Б. Раевским в 1968 г. обнаружены *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Elatocladus* sp. indet., *Pityophyllum* sp. indet., *Trochodendroides* (?) *microphylla* Philipp., *Querenzia angulata* (Newb.) Krysht. (определения Г.Г. Филипповой и В.А. Самылиной) (см. рис. 6; местонахождения 3, 4, 5).

Северо-восточнее, в бассейнах рек Эльхаквун, Паляваам и Пегтымель, находятся обширные вулканические поля чаунской серии (Белый, 1961). Наиболее полный и хорошо документированный разрез этой серии наблюдался в пределах крупной вулкано-тектонической структуры – Пегтымельского прогиба (см. рис. 2, разрез 9). Здесь чаунская серия четко разделяется на пять свит: алькаквуньскую, каленъмуваамскую, пыкараамскую, воронъинскую и коэквуньскую (Белый, 1958, 1961). Первые две свиты обнажены преимущественно в северной части прогиба, а остальные – в южной, главным образом на междуречье Паляваам-Большой Пыкараам. Полный разрез чаунской серии наблюдается лишь в бассейне среднего течения р. Паляваам (рис. 5).

В результате полевых исследований 1972 г. было установлено, что в центральной части Пегтымельского прогиба, в крупных кальдерных обрушениях развиты сложно построенные комплексы вулканических накоплений, синхронные в целом воронъинской свите. В Интекинской кальдере – одной из наиболее изученных структур данного типа – эти образования выделены под названием одноименной толщи.

В нескольких пунктах на левобережье верхнего течения р. Пегтымель алькаквуньская свита несогласно залегает на морских отложениях берриасского и валанжинского возраста с *Buchia* spp. На отдельных участках междуречья Пегтымель-Паляваам, в бассейне р. Этчикун, из-под алькаквуньской свиты обнажаются лавы и туфы среднего и умеренно кислого состава, относимые к этчикуньюской толще (300–400 м), ниже которых лежат угленосные отложения куквеемской толщи (750–850 м), содержащие многочисленные остатки растений *Coniopterus butejensis* (Zal.) Sew., *C. nebbensis* (Brongn.)



Nath., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. cf. sangarensis* Vachr., *Sphenopteris ex gr. goeppertii* Dunk., *Anomozamites* sp. indet., *Nilssonia* sp. indet., *Taeniopteris* sp. indet., *Ginkgo digitata* (Brongn.) Heer, *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *Baiera* ex gr. *gracillaris* Brongn., *Czekanowskia* sp. indet., *Phoenicopsis cf. speciosa* Heer, *Ph. cf. angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. eichwaldii* (Shimp.) Heer, *Pityophyllum* sp. indet. (определения А.Ф. Ефимовой).

Во всех остальных местах алькаквуньская свита залегает непосредственно на складчатых триасовых отложениях.

Алькаквуньская свита (1000–1200 м) сложена светлыми, часто пестроокрашенными игнимбритами и туфами преимущественно липаритового состава, содержащими горизонты черных витрофиров и линзовидные пачки туфоконгломератов и туфопесчаников. К началу 70-х годов в различных пунктах в отложениях алькаквуньской свиты были собраны: *Coniopteris cf. pumpharatum* (Heer) Vachr., *C. cf. saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis cf. huttonii* (Dunk) Font., *Ctenis yokoyamai* Krysh. et Pryn., *Sphenobaiera flabelata* Vassil., *S. cf. longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Podozamites* sp., *Elatocladus* sp., *Araucarites* sp., *Pagiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia* sp. (определения А.Ф. Ефимовой).

В 1973 г. Г.Ф. Журавлевым в бассейне среднего течения р. Паляваам в отложениях алькаквуньской свиты собраны: *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Ctenis* sp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Cephalotaxopsis* sp., *Cedrus* sp., *Dicotylophyllum* sp. (рис. 6, местонахождение 8), *Quereuxia (?) angularata* (Newb.) Krysh. (местонахождение 9), *Cladophlebis tschuktschorum* Philipp., *Cladophlebis* sp. (местонахождение 10), *Coniopteris dicksonioides* Samyl., *Thuja* sp. (местонахождение 11) (определения Г.Г. Филипповой).

Каленъмуваамская свита в пределах Пегтымельского прогиба слагает сравнительно крупные простые вулканоструктуры оседания. Она состоит из массивных темно- и зелено-серых богатых кристаллокластическим материалом игнимбритов и лав андезито-дацитов, дацитов и андезитов. В основании свиты иногда наблюдаются игнимбриты липарито-дацитового состава. Туфы редки. Максимальная мощность свиты установлена в Рыннатиненской дебрессии и достигает 1300 м; обычно же она не превышает 800–900 м.

В бассейне р. Рымыркен в нижней части разреза свиты Г.Ф. Журавлев в 1973 г. собрал многочисленные отпечатки растений (рис. 6, местонахождение 12): *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tch. lobifolia* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis cf. argutula* (Heer) Font., *Cladophlebis* sp., *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Araucarites* sp., *Cedrus* sp., *Trochodendroides (?) cf. microphylla* Philipp. (определения Г.Г. Филипповой).

Пыкараамская свита распространена главным образом в южной части Пегтымельского вулкано-тектонического прогиба, где она слагает крупную депрессию, поперечник которой достигает 100–120 км. Свита сложена преимущественно массивными, богатыми кристаллокластическим материалом игнимбритами липаритового состава, мощность которых в центральной части депрессии, по-видимому, превышает 800 м.

В периферических частях вышеуказанной структуры она уменьшается примерно до 100–50 м, и в нижней части разреза присутствуют горизонты туфов и витрофиров. В верховье р. Малый Пыкараам П.Д. Волошиным были обнаружены остатки растений (см. рис. 6, местонахождение 13): *Coniopteris* cf. *pumpharatum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* ex gr. *goeppertiae* Dunk., *Sphenopteris* sp. (определения А.Ф. Ефимовой), а в 1972 г. в бассейне р. Угрюмой (местонахождение 14) Г.Ф. Журавлев собрал *Coniopteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Elatocladus* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определения Г.Г. Филипповой).

Воронинская свита повсеместно залегает на пыкараамской. В пределах южной части Пегтымельского прогиба она заполняет обширные внекальдерные депрессии (от 15 × 25 до 30 × 50 км в поперечнике) и грабены, примыкающие к кальдерным обрушениям. Строение депрессий асимметричное. На участках, соседствующих непосредственно с кальдерными обрушениями, в разрезах вулканических накоплений преобладают массивные кристаллоклассические (роговообманковые и биотит-роговообманковые) игнимбриты дацистового, андезито-дацистового, редко липарито-дацистового состава. Количество крупных игнимбритовых покровов здесь достигает трех-четырех, а общая мощность свиты – 500–550 м. В участках депрессий, наиболее удаленных от кальдерных обрушений, широко развиты (иногда преобладают) туфы умеренно кислого и кислого состава, туфопесчанники и алевролиты, обладающие тонкой ленточной слоистостью, слабо сваренные игнимбриты, встречаются углистые аргиллиты и угли. Мощность свиты уменьшается до 50–100 м. Эти два типа разрезов связаны между собой постепенными татеральными переходами. На междуречье Вуквулы-Ыргызы-Каларваам, в северо-западной части Мечегской депрессии (близ площади кальдерных обрушений), в 1970 г. В.Г. Желтовским собраны отпечатки растений (см. рис. 6, местонахождение 15): *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Kolymella raeuskii* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Sew., *Ctenis* ex gr. *yokoyamai* Krysh. et Pryn., *Ctenis* sp. (по-видимому, разные виды), *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Araucarites* sp., *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* cf. *reichenbachii* (Gein.) Heer, *Parataxodium* sp., *Trochodendroides* (?) *microphylla* Philipp. (определения Г.Г. Филипповой). Кроме того, в коллекциях А.В. Волохина, П.Д. Волошина, С.А. Ракова, собранных ранее (1961–1964 гг.), в этом же районе (см. рис. 6, местонахождение 16), были определены *Coniopteris* cf. *compressa* Vassil., *C. cf. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis grandis* Samyl., *C. cf. sangarensis* Vachr., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *Thuja* sp. В северо-восточной части этой же депрессии в бассейне р. Угрюмой Г.Ф. Журавлев в 1972 г. собрал многочисленные отпечатки (местонахождение 17) *Coniopteris* sp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tch. lobifolia* Philipp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Sew., *C. tschuktschorum* Philipp., *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Ctenis* sp., *Heilungia* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Araucarites subacutensis* Philipp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* cf. *reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. ambigua* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Trochodendroides* (?) sp. (определения Г.Г. Филипповой).

На левобережье среднего течения р. Малый Пыкараам, в туфах и туфо-алевролитах крайней восточной части Междуречной депрессии Г.Ф. Журавлевым в 1970 г. и мною в 1972 г. собраны (см. рис. 6, местонахождение 18): *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Sequoia* cf. *reichenbachii* (Gein.) Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Thuja*

cretacea (Heer) Newb., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. (определения В.А. Самылиной и Г.Г. Филипповой).

В юго-западной части Пегтымельского прогиба, в бассейнах рек Кэнэлин и Мильгувеем (см. рис. 6, местонахождение 19), из туфов вороньинской свиты В.Ф. Белым и К.В. Паракецовым в 1956 г. и Желтовским в 1969 г. собраны: *Cladophlebis cf. grandis* Samyl., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Ctenis ex gr. yokoyamai* Krysht. et Pryn., *Araucarites* sp., *Elatocladus* sp. (определеня А.Ф. Ефимовой, В.А. Самылиной, Г.Г. Филипповой).

Интекинская толща распространена на междуречье нижнего течения Малого и Большого Пыкарааамов, где она заполняет крупную кальдеру около 30 км в поперечнике. В северо-восточной части кальдеры установлено, что основанием этих вулканических накоплений являются массивные игнимбриты пыкарааамской свиты.

В строении интекинской толщи достаточно четко различаются сравнительно небольшие вулканоструктуры (аккумулятивные купола, грабены, изометричные отрицательные структуры), связанные с деятельностью мелких внутрикальдерных вулканических аппаратов. В одних случаях они сложены преимущественно туфами, туфобрекциями и небольшими по объему потоками лейкократовых игнимбритов и лав кислого и умеренно кислого состава, в других – преимущественно лавами ("натечными" экструзиями) кислого состава, в третьих – однообразными многократно повторяющимися игнимбритовыми потоками, мощность которых обычно не превышает 5–8 м. В разрезах вулканических накоплений некоторых структур встречаются богатые кристаллокластическим материалом биотит-рогообманковые игнимбриты, аналогичные слагающим вороньинскую свиту. Иногда отмечаются тонкослоистые окременные отложения, по-видимому, внутрикальдерных озер.

Установить возрастные соотношения между накоплениями различных вулканоструктур не всегда удается, поэтому составление сводного стратиграфического разреза интекинской толщи пока не представляется возможным. Мощность рассматриваемых кальдерных заполнений, исчисляемая по разнице отметок водоразделов и предполагаемого положения кровли пыкарааамской свиты, не менее 1000 м. В северо-восточной части кальдеры в горизонте тонкослоистых туфов и туфопесчаников содержатся отпечатки растений (рис. 6, местонахождение 20): *Birisia ochotensis* Samyl., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Ctenis* sp., *Cephalotaxopsis borealis* Samyl., *Parataxodium neosibiricum* Sveshn. et Budants., *Cinnamomoides ievlevii* Samyl., *Trochodendroides* (?) cf. *microphylla* Philipp. (определения В.А. Самылиной).

Коэквуньская свита в пределах Пегтымельского прогиба слагает две изометричные отрицательные вулканоструктуры оседания (Коэквуньскую и Кэнэлинскую) и грабен (15 × 10 км) северо-западного простирания, расположенный вдоль Лево-Палываамской зоны разломов. Везде коэквуньская свита без видимого несогласия ложится на вороньинскую. Характерными породами свиты являются двупироксеновые андезито-базальты, андезиты, изредка базальты и дациты. Они чередуются с почками пестроокрашенных, существенно пирокластических пород среднего и основного (туфы и туфобрекции), а также кислого состава (игнимбриты и туфы). Каждая из вулканоструктур при сходстве общего состава слагающих пород характеризуется специфическими особенностями строения разрезов. В верхней части разреза Кэнэлинской вулканоструктуры В.Г. Желтовский в 1969 г. обнаружил остатки растений (см. рис. 6, местонахождение 21): *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis* sp. indet., *Araucarites* sp., *Elatocladus* sp. (определения В.А. Самылиной и Г.Г. Филипповой). В Коэквуньской вулканоструктуре (местонахождение 22) он же в 1970 г. собрал: *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Sew., *Sagenopteris* cf. *variabilis* (Velen.) Velen., *Heilungia* (?) sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Araucarites* sp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Cephalotaxopsis* sp. (определения Г.Г. Филипповой). В средней части разреза свиты в грабене, расположенному близ Коэквуньской вулканоструктуры (местонахождение 23), В.Г. Журавлевым в 1972 г. собраны: *Araucarites* sp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Sew., *Sagenopteris* cf. *variabilis* (Velen.) Velen., *Heilungia* (?) sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Araucarites* sp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Cephalotaxopsis* sp. (определения Г.Г. Филипповой).

carites cf. *subacutensis* Philipp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определение Г.Г. Филипповой).

На междуречье Угатын - Анадырь в пределах крупной линейной вулкано-структурой - Останцовского горста - наблюдались самые мощные разрывы пыкараамской, а непосредственно южнее, в Верхне-Анадырской депрессии, - коэкуньюской свиты (см. рис. 2, разрез 10).

Пыкараамская свита в горах Останцовых имеет четко выраженное двучленное строение. Непосредственно выше измененных вулканитов, условно относимых к каленъмуваамской свите, обнажаются:

1. Туфы и игнимбриты дацического состава (50 м).
2. Массивные, сильно сваренные стекловатые игнимбриты липарито-дацических (100-150 м).
3. Дробно чередующиеся между собой потоки (5-30 м) игнимбритов дацического, липарито-дацического, липаритового и андезито-дацического состава (200-300 м).

Верхняя часть пыкараамской свиты сложена игнимбритами липаритового состава, богатыми кристаллокластическим материалом, сравнительно часто стратифицированными в нижней части (150 м) и массивными - в верхней (350 м). Общая мощность пыкараамской свиты 1000 м. В юго-восточной части гор Останцовых она перекрыта туфами и лавами андезито-базальтов коэкуньюской свиты.

На водоразделе Анадырь - Малый Аюй (Верхне-Анадырская депрессия) пыкараамская свита также имеет двучленное строение, но общая ее мощность уменьшается до 1000 м.

Коэкуньюская свита в пределах Верхне-Анадырской депрессии по-всеместно ложится на массивные игнимбриты верхней толщи пыкараамской свиты. По данным И.Н. Котляра 1971 г., здесь в строении коэкуньюской свиты четко различаются две части: нижняя, распространенная на площади всей депрессии, и верхняя, слагающая сравнительно мелкие вулкано-структуры оседания внутри депрессии.

Нижняя часть коэкуньюской свиты имеет следующий разрез:

1. Брекчевые лавы и туфы двупироксеновых андезито-базальтов и базальтов с линзами и пачками туфопесчаников, туфогравелитов, а также туфов дацического состава (150 м); из верхней части этих отложений на левобережье нижнего течения р. Варынокаам (см. рис. 6, местонахождение 24) в 1972 г. были собраны отпечатки растений: *Birisia ochoatica* Samyl., *Tchau-nia lobifolia* Philipp., *Heilungia* cf. *udensis* Koshman., *Ctenis* sp., *Phoenicop-sis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Cedrus* sp. (определения В.А. Самылиной).

2. Массивные лавы двупироксеновых андезито-базальтов и базальтов, чередующиеся с маломощными пачками туфов основного состава (200-250 м).

3. Чередование туфов, туфобрекчий и лав андезито-базальтов и андезитов (250-300 м); среди туфовых пачек встречаются линзовидные тела туфопесчаников и туфогравелитов.

4. Массивные двупироксеновые андезито-базальты и андезиты (50-80 м).

Общая мощность 650-750 м.

Верхняя часть разреза коэкуньюской свиты обычно начинается игнимбритами и туфами умеренно кислого состава (150-200 м), выше которых в одних вулкано-структурах лежат преимущественно массивные двупироксеновые андезито-базальты и андезиты (до 500 м), а в других - существенно пироклассические накопления того же состава (400-600 м).

Внутренняя зона. На территории внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора известны относительно небольшие по площади выходы вулканических накоплений пыкараамской, воронинской и коэкуньюской свит, перекрытые более молодыми образованиями, выделенными в эргываамскую и энмываамскую свиты.

В бассейне р. Юрумкувеем, на правом берегу р. Оттевергын (см. рис. 6, местонахождение 25), в 1972 г. в туфах воронинской свиты нами

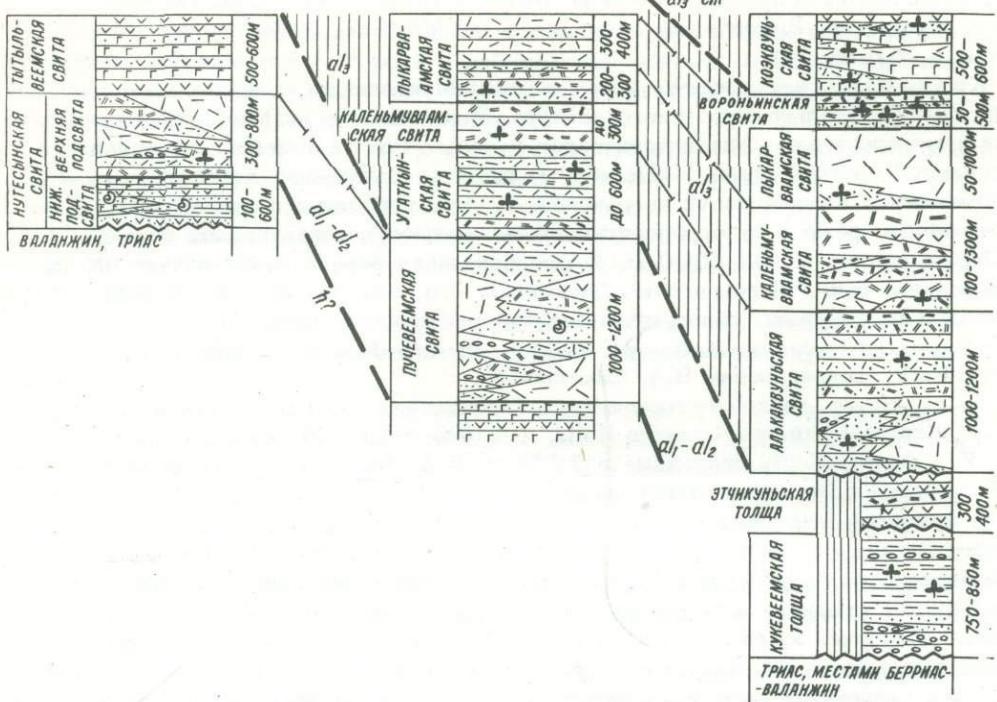
собраны *Coniopterus dicksonioides* Samyl., *Cladophlebis grandis* Samyl., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. lepida* Heer, *Sphenobaieras cf. pulchella* (Heer), *Cedrus* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения В.А. Самылиной).

Коэквуньская свита обнажена на значительных площадях внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора. В отличие от внешней зоны здесь большую роль играют пирокластические породы (туфы и туфобрекции основного и среднего состава, туфы и игнимбриты кислого и умеренно кислого состава), тяготеющие к нижней части ее разреза. С ними постоянно ассоциируют туфопесчаники, реже — туфогравелиты. Общая мощность коэквуньской свиты, по-видимому, не менее 1000 м. У юго-западного берега оз. Эльгыгытгын, на водоразделе ручья Лагерного и р. Энмываам (см. рис. 6, местонахождение 26), в нижней части свиты обнаружены остатки растений: *Tchaunia filatovii* Samyl., *Ctenis* sp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения В.А. Самылиной).

По-видимому, из коэквуньской свиты происходят остатки растений: *Kolymella* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Cissites* sp., *Phyllites* sp. (определения Г.Г. Филипповой), собранные в 1972 г. В.А. Гречким на левобережье среднего течения р. Энмываам (местонахождение 27).

В вулканических накоплениях, выделяемых в эргываамскую свиту, различаются два главных типа разрезов: северный и южный. Первый из них наблюдается на правобережье р. Эргываам, в верхнем течении р. Анальырь, на левобережье среднего и верхнего течения р. Энмываам и в верховье р. Юрумкувеем (см. рис. 2, разрез 11), где эргываамская свита слагает несколько самостоятельных изометрических отрицательных вулканоструктур оседания. Ассоциации слагающих их пород однотипны, но характер стратификации вулканических накоплений в этих структурах разный. Преобладают розовые, красноватые, коричнево-серые, иногда серые сильно сваренные и перекристаллизованные игнимбриты кислого состава с характерной тонкой линзовидно-парALLELНОЙ полосчатостью. Обычно они чередуются с пачками туфов и игнимбритов светло-серого и зеленоватого цвета. Иногда, например на междууречье Мильгувеем-Юрумкувеем, с ними ассоциируют черные и зеленоватые витрофиры. В нижней части разреза в бассейне течения р. Энмываам встречаются игнимбриты кварцевых латитов и дацитов (до 200 м). На левобережье р. Мильгувеем (см. рис. 6, местонахождение 28) в основании свиты залегает пачка вулканогенно-осадочных (по-видимому, озерных) отложений, в которых содержатся многочисленные отпечатки растений: *Coniopterus* sp., *Dennstaedtia cf. tschuktschorum* Krysht., *Asplenium cf. dicksonianum* Heer, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis cf. grandis* Samyl., *Ginkgo aff. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera ex gr. longisolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Hoel., *C. cf. amguemensis* Efim., *Torreya gracillima* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. cf. concinna* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. (определения А.Ф. Ефимовой, Г.Г. Филипповой, В.А. Самылиной по сборам В.Ф. Белого, В.Г. Бубенникова, В.Г. Желтовского). Мощность эргываамской свиты в разных вулканоструктурах колеблется от 600–700 до 900–1000 м. Обычно эргываамская свита залегает с перерывом на различных горизонтах коэквуньской, однако в долине р. Энмываам, у юго-восточного окончания гор Останцовских, эти свиты, по-видимому, связаны постепенным переходом толщей игнимбритов и туфов преимущественно дакитового состава.

На левобережье р. Эргываам, в бассейне р. Кай-Энмываам и в горах Северный Вапанай (см. рис. 2, разрез 12) наблюдался иной (южный) тип строения эргываамской свиты. Здесь она залегает как на коэквуньской, так и на пыкарваамской свитах и состоит преимущественно из массивных порфирослантических игнимбритов липаритового и липарито-дакитового состава, обычно серого, реже розового и коричневатого цвета (800–1000 м). В подчиненном количестве встречаются туфы, иногда — витрофиры. Местами в основании свиты залегают туфы умеренно кислого состава, туфопесчаники и массивные



игнимбриты кварцевых латитов и дацитов (250–300 м). На левобережье р.Анадырь, непосредственно ниже устья р.Эргываам, в туфах и туфопесчаниках, слагающих самую нижнюю часть свиты, собраны остатки растений: *Serpulotaxopsis heterophylla* Holl., *C. cf. intermedia* Holl., *C. cf. anadyrensis* Krysht., *C. cf. magnifolia* Font. var. *successiva* Holl., *Torreya cf. gracillima* Holl., *Dicotylophyllum* sp. (определения А.Ф. Ефимовой).

В долинах рек Эргываам и Энмываам, где разрезы южного типа сменяются северными, наблюдается заметное увеличение количества туфов, иногда появляется несколько горизонтов витрофиров. По-видимому, из этих образований в 1972 г. В.А. Греким собраны отпечатки растений (см. рис. 6, местонахождение 30): *Sequoia* sp., *Zizyphus pseudomeeki* Holl., *Rulac cf. quercifolium* Holl., *Trochodendroides* sp. (определения Г.Г. Филипповой).

Максимальная мощность Эргываамской свиты, вероятно, не превышает 1000 м.

По-видимому, одновозрастными с Эргываамской являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, заполняющие Снежнинскую кальдеру обрушения, расположенную в среднем течении р.Энмываам (ее размеры 9x10 км). Разрез нижней части кальдерных отложений обнажается в пределах одноименного (Снежнинского) реэзургентного купола, находящегося в северном секторе кальдеры, на левобережье р.Энмываам:

1. Белые туфы и туфобрекции кислого состава, чередующиеся с туфопесчаниками и туфогравелитами. В туфопесчаниках, залегающих в верхней части толщи, собраны (см. рис. 6, местонахождение 31): *Osmunda* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenkioldii* (Heer) Nath., *Sequoia* sp., *Metasequoia* sp., *Dicotylophyllum* sp. (определения В.А. Самылиной). Видимая мощность 230–250 м.

2. Витрофирсы бутылочно-зеленые и черные, тонкополосчатые (5–7 м).

3. Светло-фиолетовые тонкофлюидальные, местами тонкоплойчатые липариты (40–50 м).

На разные части этого разреза ложатся массивные, преимущественно светло-серые игнимбриты липаритового состава, содержащие обилие крупных включений плагиоклаза и кварца, а также обломки базальтов и андезито-базальтов.

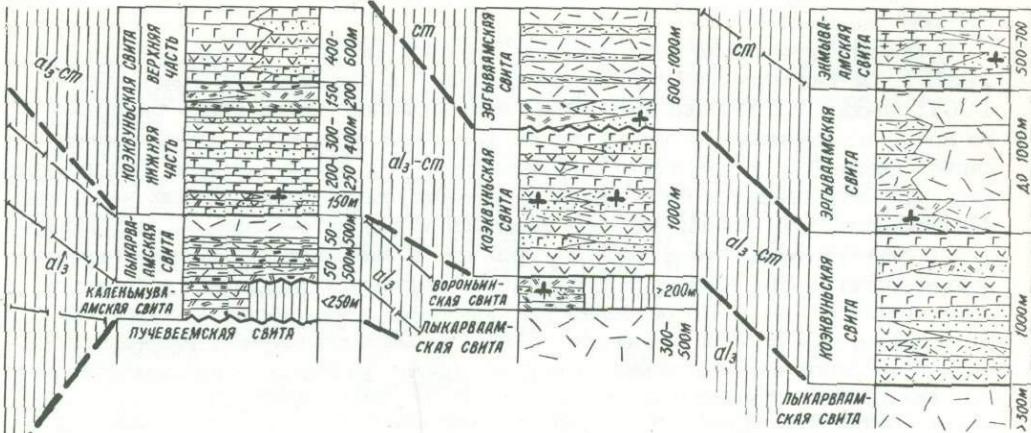


Рис. 7. Корреляция стратиграфических разрезов Центрально-Чукотского сектора

Условные обозначения см. на рис. 4

В основании их прослеживается горизонт черных витроигнимбритов. Видимая мощность 100–150 м. Они распространены главным образом в южной половине кальперы. Охарактеризованные образования предлагается выделить под названием снежнинской толщи.

В бассейне нижнего течения р. Энмываам и на левобережье верхнего течения р. Анальыр на эргываамской, иногда на коэквуньской и пыкарваамской свитах лежат покровы существенно оливин-пироксеновых базальтов, выделяемые в энмываамскую свиту. В строении последней участвуют также оливинсодержащие андезито-базальты и безоливиновые базальты и андезито-базальты. Встречаются трахиты, андезиты, горизонты игнимбритов кислого и умеренно кислого состава, невыдержаные пачки вулканогенно-осадочных пород. Мощность энмываамской свиты оценивается в 500–700 м.

Ранее энмываамская свита условно относилась к палеогену (Белый, 1961, 1969). Однако в последнее время появились новые данные, потребовавшие пересмотра прежних представлений о возрасте этой свиты.

На правобережье р. Энмываам, против устья ручья Пырканайваам (см.рис.6, местонахождение 32) описан следующий разрез вулканогенных образований:

1. Светло-серые игнимбриты (30 м), залегающие непосредственно на массивах и миндалекаменных базальтах.

2. Оливин-пироксеновые базальты, массивные и миндалекаменные (150 м).

3. Туфобрекции базальтов с тонкими прослойками туфов кислого состава (40 м); чередование туфов основного и кислого состава, слабо cementированных туфопесчаников и углистых алевролитов, в которых иногда находятся лигнитовые прослои (50–60 м). В верхней части этой пачки собраны отпечатки растений, среди которых В.А. Самылиной определены *Thallites* sp., *Sphenopteris* sp. cf. *Asplenium dicksonianum* (Heer), *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Crataegites* sp. По мнению В.А. Самылиной, возраст пород, заключающих этот комплекс флоры, не может быть моложе сеномана.

4. Оливин-пироксеновые базальты (10 м).

5. Игнимбриты кислого и умеренно кислого состава и брекчевые лавы андезито-дацитов (140 м).

6. Оливин-пироксеновые андезито-базальты и оливиновые базальты (100 м, видимая мощность).

Вулканогенно-осадочные отложения с флюором (пачка 3) были известны с 1958 г., и уже тогда эта флора датировалась в пределах сеномана (Белый, 1961, пачка 38). Однако петрология вулканических пород этого разреза в то время не изучалась, поэтому пачки 1-4 были отнесены к коэвуньской свите, пачка 5 - к эргываамской, а пачка 6 - к энмываамской. Тщательное изучение петрографии и петрохимии характеризуемых вулканических накоплений показало, что, во-первых, все базальты и андезито-базальты, подстилающие и перекрывающие флороносный горизонт, в значительных количествах содержат оливин. Это служит отличительным признаком породных ассоциаций энмываамской свиты. По особенностям химизма, в частности по характеру щелочности, все породы основного состава в рассматриваемом разрезе сходны между собой и с основными породами других участков энмываамской свиты. Во-вторых, игнимбриты, лавы и туфы кислого и умеренно кислого состава (пачка 5), параллизовавшие с эргываамской свитой, отличаются от характерных для этой свиты пород отсутствием калинатрового полевого шпата, незначительным количеством кварца, часто сильно пониженной щелочностью, что сопровождается повышением их натровости и известковистости. Здесь встречаются породы петрографически и химически сходные с вулканитами кислого состава в пачках 1 и 3. Таким образом, положение в разрезе и петрологические особенности всех рассматриваемых вулканических пород свидетельствуют о том, что они представляют собой единую естественную ассоциацию. Следовательно, флора в пачке 3 принадлежит энмываамской свите и датирует время ее формирования.

В 1975 г. в верховье р. Чинейвеем И.Н. Котляр установил, что на игнимбритах эргываамской свиты и на базальтовом плато, сложенном породами энмываамской свиты, сохранились останцы конгломератов с призматическим слоем иноцерамов в цементе. По наблюдениям этого же исследователя, в 20 км южнее (на левобережье р. Чинейвеем, непосредственно к юго-востоку от Анадырского глубинного разлома) такие же конгломераты залегают непосредственно на игнимбритах, аналогичных эргываамской свите. В конгломератах В.М. Гринфельдом и Б.Д. Труновым были собраны обильные остатки моллюсков - *Inoceramus cf. hobetsensis* var. *nonsulcatus* Nag. et Mat., *I. cf. patootensis* Soc., *Parallelodon cf. sachalinensis* Schmidt, *Gaudiceras* sp., *Scaphites* sp. indet., *Hypophylloceras* sp. indet., *Neopuzosia* sp. indet. (определения Г.П. Тереховой) - позднетуронского-раннесенонского возраста.

Схема корреляции стратиграфических разрезов Центрально-Чукотского сектора дана на рис. 7.

ПЕНЖИНСКИЙ СЕКТОР

К Пенжинскому сектору относится участок вулканогенного пояса, находящийся между р. Пенжиной на северо-востоке и верхним течением р. Гижиги - п-овом Елистратова на юго-западе.

Внешняя зона. На участке между верховьями рек Авлонди и Парени вулканогенные покровы Охотско-Чукотского пояса лежат преимущественно на палеозойских и нижнемезозойских толщах, образующих чехол Омоловского массива. В бассейнах нижнего течения рек Парени и Тылхоя они перекрывают докембрийские образования Авековского поднятия и сложно дислоцированные верхне-палеозойские и нижнемезозойские геосинклинальные толщи Гижигинской зоны мезозоид. Последние обнажаются в отдельных блоках также и в бассейне р. Шайбовеем. В верхнем течении р. Пенжины и в среднем течении р. Тылхой покровы вулканогенного пояса наложены на впадины орогенного этапа развития мезозоид, заполненные позднеюрскими-раннемеловыми морскими и континентальными отложениями.

Наиболее полные данные по стратиграфии позднего мезозоя внешней зоны Пенжинского сектора собраны в последние годы Н.И. Филатовой, С.С. Лобун-

цом, А.А. Алексеевым, И.И. Сониным и А.Б. Цукерником. Основные результаты этих работ суммированы в статье Н.И. Филатовой, А.Н. Дворянкина и Л.Е. Лебедева (1971). Анализ всех имеющихся материалов и личные полевые наблюдения дают основание предположить несколько иную, чем у Н.И. Филатовой, схему стратиграфии позднемезозойских образований внешней зоны Пенжинского сектора (Белый, 1974а).

В бассейне верхнего течения р. Пенжины (см. рис. 2, разрез 13), стратиграфически выше широко распространенных здесь верхнеюрских-валанжинских морских отложений с обильными остатками *Buchia* spp. находятся вулканомиктовые песчаники (300 м) с окаменелостями: *Tancredia cf. stelcki* McLarn, *Thrasia cf. kissoumi* McLarn, *Arctica aff. limpidiana* McLarn, *Panope aff. kissoumi* McLarn, *Nuculana cf. marial* Orb., *Dicranodonta dowlingi* McLarn, *Astarte cf. ignekensis* Imlay. (определения М.А. Пергамента).

Стратиграфические соотношения этих слоев с более молодыми (?) континентальными отложениями, обнажающимися на значительной площади в верховье р. Пенжины, не выяснены. Последние достигают 1500 м мощности и сложены в нижней части песчаниками, алевролитами (400 м), в средней – преимущественно песчаниками, в верхней – конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослойями вулканических пород (преимущественно туфов) кислого и среднего состава (600 м). В нижней части содержатся отпечатки растений: *Birisia cf. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Lobifolia* sp., *Sphenopteris* sp., *Nilssonia magnifolia* Samyl., *N. cf. grossinervis* Pryn., *Nilssoniopteris prynadea* Samyl., *Pterophyllum* sp., *Taeniopterus* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, *Pityophyllum* sp., а в средней и верхней – *Birisia cf. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris cf. kolymensis* Samyl., *Arctopteris aff. rarineris* Samyl., *Onychiopsis (?) cf. psilotoides* (St. et Weeb) Ward, *Sphenopteris* sp., *Taeniopterus* sp., *Ginkgo cf. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения Е.Л. Лебедева). В самой верхней части верхней толщи, кроме того, установлены *Cephalotaxopsis* sp. и *Dicotyloides* sp. По-видимому, морские слои и нижняя толща континентальных отложений соответствует айнахкургенской свите, средняя и верхняя континентальные толщи – чимчемельской серии.

Поэтому рассмотренные послеваланжинские отложения целесообразно выделить пока в самостоятельную верхнепенжинскую серию до дальнейшего уточнения стратиграфических и возрастных корреляций.

В верховье р. Пенжины на них без видимого несогласия залегает толща вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Она имеет широкое площадное распространение и прослеживается до верховьев р. Тылхой (см. рис. 2, разрезы 13, 14), где в конце 40-х годов впервые описана А.П. Шпетным как раннемеловой тылхойский вулканогенный комплекс. Поэтому она будет именоваться тылхойской толщей. Нижняя часть толщи (до 500 м) сложена туфами и игнимбритами кислого и умеренно кислого состава, среди которых наблюдаются пачки туфопесчаников, туфогравелитов и отдельные пласты андезитов и их туфов. В истоках р. Пенжины (разрез 13) и в верховье р. Тылхой (разрез 14) в этих образованиях содержатся однотипные комплексы ископаемых растительных остатков: *Birisia cf. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris aff. rarineris* Samyl., *Acrostichopteris aff. pluripartita* (Font.) Berry, *Nilssonia aff. comptula* (Heer), *Taeniopterus* sp. cf. *Nilssoniopteris prynadea* Samyl., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. obrutschewii* Sew., *G. ex gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera aff. longifolia* (Pom.) Fl., *S. cf. uninervis* Samyl., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. cf. magnum* Samyl., *Podozamites angustifolius* Heer, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia* sp. (определения В.А. Рахрамеева и Е.Л. Лебедева). Верхнюю часть разреза тылхойской толщи слагают богатые кристаллокластическим материалом, обычно массивные игнимбриты кислого состава. Они заполняют отдельные вулканоструктуры оседания, попереч-

ник которых колеблется от 10 до 20–30 км. Мощности этих накоплений в центральных частях вулканоструктур, по-видимому, превышают 500 м.

Более молодая шайбовеемская толща (до 700 м) сложена в основном двупироксеновыми андезито-базальтами, андезитами и их туфами, чередующимися с горизонтами и пачками обычно очень светлых пепловых туфов и игнитимбритов кислого состава; кроме того, в ее разрезах присутствуют базальты, иногда оливинсодержащие, туфогравелиты и туфопесчаники. Разрез толщи завершается монотонными напластованиями лав преимущественно двупироксеновых андезито-базальтов (до 200 м), образующими поля почти изометричной формы с попечником не более 15–20 км. Шайбовеемская толща обычно залегает на нижней части разреза тылхойской толщи и очень редко – на массивных игнитимбритах, слагающих ее верхнюю часть. Однако наличие в ее основании выдержанного базального горизонта терригенных отложений (Филатова и др., 1971), по нашим наблюдениям в бассейне р. Шайбовеем, не подтверждается. Из нижней и средней частей разреза шайбовеемской толщи Н.И. Филатовой собраны отпечатки растений: *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Nilssonia* sp., *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Araucarites* aff. *microphylla* Sveshn., *Cephalotaxopsis* aff. *amguemensis* Efim., *C. heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Sequoia concinna* Heer, *S. reichenbachii* (Gein) Heer, *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Pityophyllum* sp., *Thuja* sp., *Pityospermum* sp., *Pityocladus* sp., *Queteuxia angulata* (Newb.) Krysh., *Trochodenoides* sp., *Dicotiledones* sp. (определения Е.Л. Лебедева).

В верхнем течении р. Оклан и в бассейне р. Шайбовеем из-под кислых вулканогенных образований тылхойской толщи обнажаются палеотипные вулканогенные породы (до 500 м) – преимущественно андезиты, андезито-базальты и их туфы с незначительным количеством туфов и лав базальтового и кислого состава и редкими пачками туфопесчанников и туфоконгломератов, в которых содержатся отпечатки растений плохой сохранности: *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis* cf. *magnifolia* Grup., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения Е.Л. Лебедева). Эти образования предлагается именовать окланской толщей. На левобережье р. Шайбовеем они несогласно перекрывают верхнеюрские и валанжинские отложения, их соотношения с верхнепензинской серией не выяснены. Возможно, что окланская толща одновозрастна с отложениями верхней части разреза верхнепензинской серии и с вулканогенно-осадочными образованиями, обнажающимися в верхнем течении р. Тылхой, из которых Л.М. Карпасовым были собраны раннемеловые папоротники, гinkговые и хвойные (Филатова и др., 1971).

Внутренняя зона. Наиболее полно изученный разрез позднемезозойских образований внутренней зоны Пензинского сектора находится в северной части Ичигемского хребта и его предгорий (рис. 8), в бассейнах рек Холоховчана (на северо-западе) и Большого Чалбугчана-Хиузной (на юго-востоке).

На основании личных наблюдений в 1967–1968 гг., а также анализа материалов Л.М. Карпасова, В.И. Сергеева, В.П. Василенко, В.А. Фараджева, Р.П. Котелкова и других исследователей позднемезозойские образования этого района разделены на ичигемскую, коячанскую и чалбугчанскую серии и куба-веемскую и кургучанскую толщи.

В осевой части Ичигемского хребта и в бассейнах рек Большого Чалбугчана и Хиузной (см. рис. 2, разрез 15) наблюдались разрезы ичигемской, коячанской и чалбугчанской серий.

Ичигемская серия прослеживается вдоль осевой зоны одноименного хребта и состоит из четырех толщ.

1. Интенсивно хлоритизированные и альбитизированные базальты, долериты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, содержащие прослои и пачки туфов и туфобрекчий кислого и умеренно кислого состава и алевролитовых туффитов. Видимая мощность 350 м.

2. Окремненные тонкослоистые алевролитовые туффиты и туфы среднего состава с прослоями гравелитов и известковистых алевролитов (50–60 м). Из этих отложений Л.М. Карпасовым, а затем С.Е. Апрелковым собраны:

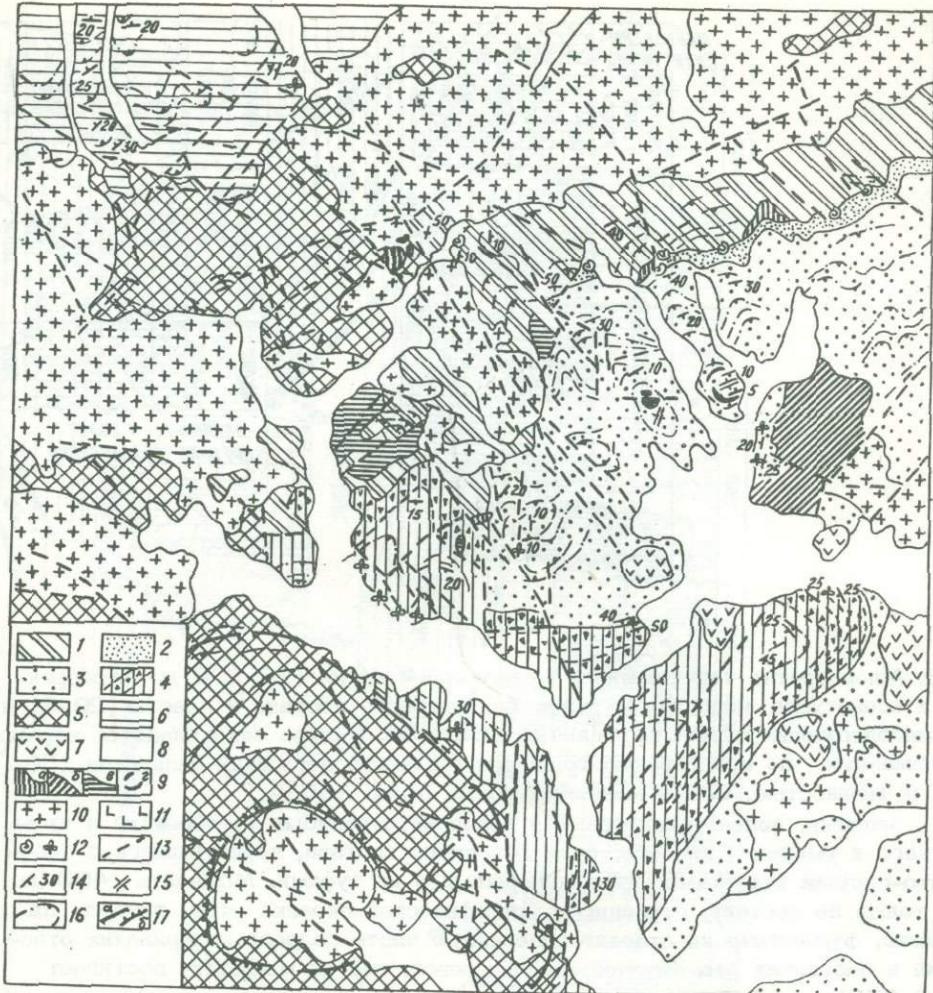
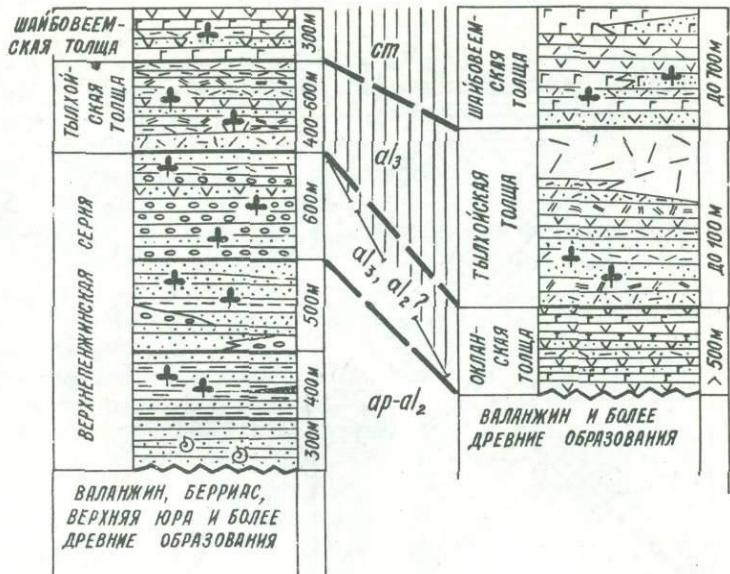


Рис. 8. Схематическая геологическая карта средней части Ичигемского хребта

1 - верхнеюрские - готеривские (?) осадочно-вулканогенные образования, ичигемская серия. Апт-альбские молассы, коячанская серия; 2 - майская толща, 3 - предгорная толща. Альбские вулканические накопления, чалбугчанская серия; 4 - скальнинская толща (треугольниками выделены наиболее крупные горизонты туфоконгломератов с обилием валунов и галек гранитоидов), 5 - гребневская толща, 6 - ветвинская толща. 7 - неогеновые (?) вулканиты. 8 - рыхлые четвертичные образования. Интрузивные тела: 9 - субвулканические интрузии: а - кислого состава, б - кислого и среднего, в - среднего и основного, г - по составу не разделенные; 10 - гранитоиды; 11 - габбро. Прочие обозначения: 12 - местонахождения фауны и флоры; 13 - разломы; 14 - наклонное залегание горных пород; 15 - то же, горизонтальное; 16 - границы маркирующих горизонтов и направление их общего наклона; 17 - граница Чалбугчанской вулканоструктуры оседания (а) и контур купольной структуры в ее пределах (б)

Meleagrinella aff. *ovalis* (Phillips), *Entolium* aff. *demissum* Phillips, *Loripes* cf. *scaphoides* (Krause), *Oxytoma* (cf. *O. aucta* Zakh. ?), *Amphidonta* sp., *Tancredia* sp., *Pleutomya* sp. (определения В.П. Похиалайнена). В бассейне р. Пенжины перечисленные формы встречаются в комплексе с позднеюрскими-берриасскими ауцеллами и, по мнению В.П. Похиалайнена, в данном местонахождении также могут указывать на этот же возраст вмещающих пород.



3. Многократно чередующиеся между собой пачки (10–200 м) туфобрекций и ксенотуфов дацитового, реже андезитового состава и пласти (20–80 м) оливинсодержащих хлоритизированных базальтов. Разрез заканчивается хорошо выдержаным по простирианию горизонтом оливинсодержащих базальтов 150–200 м мощностью. Общая мощность толщи около 900 м.

4. Зеленые, зелено-фиолетовые и зеленовато-голубые туфобрекции и туфы среднего и умеренно кислого, реже основного состава, чередующиеся с зеленовато-серыми туффитами, туфопесчаниками и их туфами. Мощность 400 м. Эта толща по составу, строению и специфической окраске очень похожа на верхнюю, фаунистически охарактеризованную часть разреза готеривских отложений в бассейнах рек Хиузной и Кондыревой, где их мощность достигает 2500–3000 м.

Возраст ичигемской серии условно принят как верхняя юра – готерив. Ее видимая мощность 1700–1800 м.

Коячанская серия распространена на юго-восточном склоне Ичигемского хребта. В верхнем течении р. Коячан она разделена на две толщи: майскую и предгорную.

Майская толща залегает несогласно на вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях ичигемской серии. Она сложена вулканомиктовыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, известковистых песчаников (200–300 м), содержит обильные остатки двустворчатых: *Astarte ignekensis* McLarn, *Callista* (?) sp., *Cyprina* sp. indet., *Dicranodonta dowlingi* McLarn, *Gramatodon* (?) *carinatus* Sow., *Inoceramus* sp., *Inoceramus* sp. indet., *Isognomon* aff. *ricordeanus* Orb., *Modiolus* (*Volsella*) cf. *onoensis* Imlay, *Panope shastacola* And., *P.* (?) *elongatissima* McLarn, *Pleurotula* sp. (aff. *P. sikkani* McLarn), *Tancredia curupana* Imlay, *T. stelcki* McLarn, *Thracia* aff. *stelcki* McLarn, *Venericardia* sp. indet. (определения В.П.Похиалайнена). Аналогичные комплексы двустворчатых обычно встречаются совместно с *Aucellina* spp. в Айнахкургенской и Умкувеемской впадинах. Таким образом, отложения майской толщи, скорее всего, относятся ко второй половине апта.

Предгорная толща залегает согласно, с постепенным переходом на майскую и имеет трехслойное строение: 1) преимущественно разнозернистые вулканомиктовые песчаники с горизонтами туфов среднего состава (600–800 м), 2) разногалечные вулканомиктовые конгломераты и редкие горизонты песчаников (500–

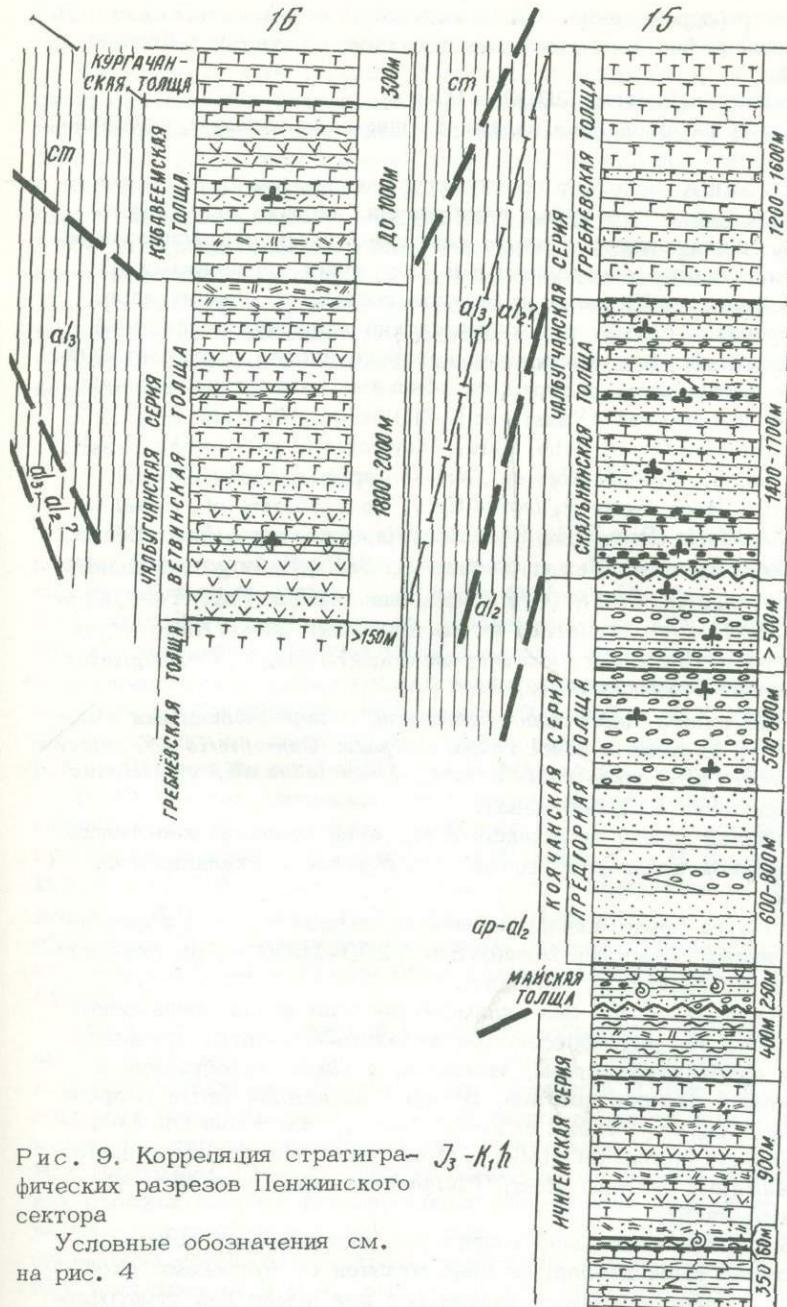


Рис. 9. Корреляция стратиграфических разрезов Пенжинского сектора

Условные обозначения см.
на рис. 4

800 м), 3) чередование пластов конгломератов с пачками алевролитов и песчаников (500 м). В средней и верхней частях содержатся обильные остатки растений: *Coniopteris saportana* (Heer) Vachr., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Asplenium cf. dicksonianum* Heer, *Arctopteris kolyensis* Samyl., *A. cf. rarinevis* Samyl., *Cladophlebis* sp., *Nilssonia comptula* Heer, *Taeniopteris* sp., *Ginkgo ex gr. concinna* Heer, *G. ex gr. lepida* Heer, *Baiera polymorpha* Samyl., *Sphenobaiera ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *S. ex gr. angustiloba* (Heer) Fl., *Phoenicopsis ex gr. speciosa* Heer, *Podozamites ex gr. eichwaldii* Schimp., *Elatocladius* sp., *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratschinii* (Heer) Nath., *Athrotaxopsis grandis* Font., *Parataxodium cf. jakutensis* Vachr., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.)

Samyl., *Dicotilophyllum* sp. (определения В.А.Самылиной). Систематический состав этого комплекса ископаемых растений позволяет параллелизовать его с буор-кемосской стратофлорой.

Общая мощность коячанской серии 2000–2100 м.

Чалбугчанская серия разделена на три толщи: скальниковую, гребневскую и ветвинскую.

Скальниковая толща залегает со структурным несогласием на коячанской и ичигемской сериях. Это туфы, туфобрекции, изредка лавы двупироксеновых базальтов, чередующиеся с плохо сортированными туфоконгломератами, туфопесчаниками, а также алевролитами и углистыми аргиллитами. В туфоконгломератах иногда до 50% галек и валунов состоит из гранитоидов. Цементом туфоконгломератов служит пирокластический материал псефитовой размерности базальтового состава, количество которого иногда достигает 30%. В туфах, песчаниках и алевролитах содержатся обильные отпечатки растений: *Coniopterus* sp., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *B. alata* (Prym.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb) Ward, *Adiantopteris polymorpha* Vassil., *Arctopteris kolymensis* Samyl., *Cladophlebis* sp., *Nilssoniopteris ovalis* Samyl., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. lepida* Heer, *Sphenobaiera* cf. *flabel-lata* Vassil., *S. ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Ph. ex gr. speciosa* Heer, *Podozamites ex gr. cobucensis* Bell., *P. ex gr. eichwaldii* Schimp., *Pagiophyllum triangulare* Prym., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxopsis borealis* Samyl., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratschinii* (Heer) Nath., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Crataegitetes borealis* Samyl. (определения В.А.Самылиной).

На левобережье р. Большого Чалбугчана совместно с перечисленными выше остатками растений Н.И.Филатовой были также собраны *Coniopterus* cf. *setaceus* (Prym.) Vachr., *Araucarites* aff. *anadyrensis* Krysht., *Elatocladus* aff. *gracillimus* (Holl.) Sweshn. (определения Е.Л.Лебедева).

Принципиальных отличий между комплексами растений скальниковой толщи и ранее охарактеризованной предгорной толщи нет. Мощность скальниковой толщи 1400–1700 м.

Гребневская толща представлена лавами (в нижней части с горизонтами туфов) палеотипных базальтов мощностью 1200–1600 м., на скальниковой толще она лежит, по-видимому, согласно.

Ветвинская толща залегает без видимого несогласия на гребневской (см. рис. 2, разрез 16); это двупироксеновые андезито-базальты, оливинодержащие базальты и андезито-базальты, андезиты, а также туфобрекции и туфы среднего и умеренно кислого состава. В туфах из нижней части разреза собраны: *Birisia cf. onychioides* (Vassil et K.-M.) Samyl., *Asplenium dicksonioides* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Torreya gracillima* Holl., *Sequoia subulata* Heer, *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Platanaceae* sp., *Cissites* sp. (определения В.А.Самылиной).

Несмотря на относительно небольшое количество растительных остатков, этот комплекс достаточно выразителен: он явно отличен от буор-кемосской стратофлоры и сходен с более молодыми топтанской или арманской стратофлорами (Самылина, 1974а). Мощность ветвинской толщи 1800–2000 м.

Общая мощность чалбугчанской серии 4500–5000 м.

Кубавеемская толща обнажается на северо-западном склоне Ичигемского хребта; соотношения с ветвинской толщей не выяснены. Сложена базальтами и андезито-базальтами, чередующимися с невыдержаными горизонтами игнимбритов и туфов кислого и умеренно кислого состава, а также пачками туфопесчаников и туффитов с остатками растений: *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia obovata* Knowlt., *S. cf. concinna* Heer, *Metasequoia* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Trochodendroides cf. arctica* (Heer) Berry, *Zizyphus* sp. (определения В.А.Самылиной). Данный комплекс растительных остатков соответствует, скорее всего, аркагалинской стратофло-

ре и, следовательно, указывает на сеноманский возраст вмещающих образований. Видимая мощность кубавеемской толщи около 1000 м.

Кургучанская толща залегает, по-видимому, согласно на кубавеемской; она сложена оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами, безоливиновыми базальтами, а также андезито-базальтами и трахидацитами. На правобережье р. Пенжины видимая мощность толщи около 300 м. В бассейне р. Кургачан (на левобережье р. Пенжины, т.е. в пределах южной части Анадырского сектора) мощность толщи, по данным Н.Я. Онищенко, достигает 900–1400 м; среди базальтов известны анальцимовые разности. Примерно в 450 м выше подошвы в ее разрезах прослеживается горизонт роговообманковых андезитов (20–30 м), выше которого среди базальтов постоянно встречаются игнimbриты и туфы кислого состава.

Схема корреляции охарактеризованных разрезов Пенжинского сектора приводится на рис. 9.

ОХОТСКИЙ СЕКТОР

В Охотский сектор входит участок вулканогенного пояса между р. Гижигой-Пом и Елистратова на северо-востоке и р. Иней на юго-западе. Систематическое изучение рассматриваемой части Охотско-Чукотского пояса было начато в 1931–1933 гг. экспедициями, возглавляемыми Ю.А. Билибины. В это время при исследованиях бассейнов рек Армани, Сеймкана, Олы и верховий р. Яны наметилась общая схема стратиграфии вулканогенных образований и магматизма Охотско-Кольымского водораздела. В 1936 г. Ф.К. Рабинович опубликовала первую сводку по стратиграфии вулканогенных толщ, распространенных между р. Мотыклейкой на юго-западе и р. Гижигой на северо-востоке.

В 40-х годах проводились в большом объеме различные, в том числе и тематические, работы в Примагаданском районе вулканогенного пояса. В них принимали участие В.Г. Алексеев, Е.В. Войнова, А.М. Демин, С.В. Домохотов, В.А. Зимин, Х.И. Калугин, Н.Ф. Карпов, А.С. Красильников, А.Д. Попова, И.М. Сперанская, И.И. Тучков, Е.К. Устинев, Г.Н. Чертовских и др. К числу важнейших обобщений по стратиграфии Охотского сектора вулканогенного пояса, выполненных в конце 50-х – начале 60-х годов относится работа И.М. Сперанской (1963а).

Обильный флористический материал, собранный главным образом в 40-е годы, определялся в основном А.Д. Поповой и В.А. Зиминым (и лишь частично – А.Н. Криштофовичем). Именно в этот период А.Д. Поповой и В.А. Зиминым была допущена серьезная ошибка в определении возраста флоры из ольской и первомайской свит, на что еще в 1948 г. указывал А.Н. Криштофович, а позднее – В.А. Вахрамеев (1966). Тем не менее до начала 70-х годов при геологических съемках возраст вулканогенных образований Охотского побережья датировался в соответствии с определениями флоры А.Д. Поповой и В.А. Зимина. После проведения специальных стратиграфических исследований в 1968–1969 гг. Ю.Г. Кобылянским и В.А. Самылиной было показано, что возраст ольской и первомайской свит не датский, как считалось ранее, а сеноманский. Кроме того, Ю.Г. Кобылянским предложил новую схему стратиграфии вулканогенных образований бассейнов рек Армани, Олы и Ямы. В дальнейшем изложении учтены все данные, полученные Ю.Г. Кобылянским и В.А. Самылиной. Однако воспользоваться предлагаемой Ю.Г. Кобылянским схемой стратиграфии в целом не представляется возможным, ибо за основу выделения срит (стратиграфических подразделений) им принимается не стратиграфический принцип, а результаты палео-вулканологических реконструкций.

Внешняя зона. Вулканические накопления внешней зоны Охотского сектора наложены на различные тектонические элементы мезозоид. На западе между реками Иней и Хуреном они перекрывают структуры так называемого Инейского района пологих дислокаций верхоянского комплекса (Белый и др., 1966). Однако, как показали исследования В.Е. Литвинова, здесь наряду с участками

полого залегающих толщ наблюдаются крупные зоны сильно дислоцированных пермских и триасовых отложений.

Восточнее, до междуречья Боянчи - Буюнды, вулканогенные толщи перекрывают складчагые структуры юго-восточного погружения Кулино-Нерского антиклиниория, сложенные пермскими, триасовыми, нижне- и среднеюрскими, а местами и келловейскими отложениями.

Основание северо-восточной части внешней зоны Охотского сектора также тектонически гетерогенно. В нижнем течении р. Тахтоймы, вдоль побережья Гижигинской губы и в северо-западной части п-ова Тайгонос вулканические покровы наложены на структуры Гижигинской зоны, имеющие общее северо-восточное простиранье. Пермские, триасовые и юрские отложения этой зоны отличаются от одновозрастных образований верхоянского комплекса сравнительно высоким содержанием вулканического материала преимущественно среднего состава. С северо-запада к Гижигинской зоне примыкают Балыгычанский район пологих дислокаций и Приомононский прогиб. В пределах последнего пермские и триасовые отложения смяты в складки общего северо-западного простирания (с отклонениями к субширотному и субмеридиональному).

В некоторых местах вулканические покровы Охотского сектора перекрывают верхнеюрские и нижнемеловые континентальные угленосные и вулканогенные образования. Часть их, несомненно, относится к орогенному комплексу мезозоид, природа же других пока остается предметом дискуссии. По данным Г.В. Тафинцева, И.А. Павлова, В.Б. Литвинова, в бассейне верхнего течения р. Челомджи (левой составляющей р. Тауй) в узких субмеридионального простирания впадинах залегают сложно дислоцированные верхнеюрские и нижнемеловые отложения. К верхней юре И.А. Павловым отнесены песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты с горизонтами туфов и лав дацитового состава; мощность этих пород 1300-1500 м. В верхней части этих отложений И.А. Павловым и Г.В. Тафинцевым собраны: *Cladophlebis cf. aldanensis* Vach., *C. multinervis* Golova, *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Raphaelia cf. diamensis* Sew., *Heilungia* sp. indet., *Czekanowskia* sp. indet., *Phoenicopsis angustifolia* Heer (определения А.Ф. Ефимовой). Нижнемеловые образования лежат несогласно на верхнеюрских. Они сложены вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и углистыми аргиллитами с линзами угля; мощность их 500-600 м. В них содержатся растительные остатки: *Cladophlebis aff. denticulata* (Brongn.) Font., *Sphenopteris* sp., *Nilssonia* sp., *Podozamites cf. eichwaldii* (Schimp.) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *Elatocladus ex gr. manchurica* (Yok.) Yabe, *Pagiophyllum cf. triangulare* Prugn., *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *C. cf. heterophylla* Holl., *Sequoia* sp. (определения А.Ф. Ефимовой).

К верхней части нижнего мела относятся и хорошо изученные угленосные отложения Омсукчанского грабена, также имеющего субмеридиональное простиранье. Краткая характеристика этих образований дается ниже, при описании разрезов вулканогенных толщ.

В бассейне нижнего течения рек Армани, Хасына и Олы обнажаются палео-типы андезито-базальты, базальты, андезиты, их туфы и туфобрекции, содержащие прослои и пачки вулканитов кислого состава, а также аргиллитов, алевролитов и туфопесчаников. Эти образования выделяются под названием момолтыкской свиты, их мощность оценивается в 1200-1500 м. По данным Ю.Г. Кобылянского 1968 г., структура момолтыкской свиты может быть представлена как система блоков общего субширотного простирания. В каждом из блоков толщи горных пород лежат моноклинально; углы падения обычно не превышают 30°.

На ряде участков момолтыкская свита перекрыта угленосными отложениями (300-450 м), которые в 1940 г. были выделены С.В. Домохотовым в хасынскую свиту. В последней сводке по геологии Северо-Востока СССР (Геология СССР, т. XXX, 1970) угленосные отложения хасынской свиты условно датируются апт - альбом. Ю.Г. Кобылянский и В.А. Самылина, проводившие полевые исследования в бассейнах рек Хасына и Армани, показали, что в хасынскую свиту ранее ошибочно были включены и более молодые континен-

тальные отложения - возрастные аналоги арманской свиты. Собранные же ими растительные остатки непосредственно из хасынской свиты не позволяли датировать ее моложе неокома. В 1973 г. в нижней видимой части хасынской свиты мною были собраны остатки растений: *Equisetites* sp., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* aff. *aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Samyl., *Cladophlebis* sp.,? *Raphaelia diamensis* Sew., *Heilungia* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pseudotorellia* sp. (определения В.А. Самылиной), свидетельствующие, скорее всего, о позднеюрском возрасте вмещающих их слоев. В более высоких горизонтах хасынской свиты В.А. Самылиной, Ю.Г. Кобылянским и Г.Г. Филипповой обнаружены: *Thallites* sp., *Coniopteris* aff. *pumpharum* (Heer) Vachr., *Ginkgo* ex gr. *huttonii* (Sternb.) Heer, *Pseudotorellia* sp., *Pityophyllum* ex gr. *staratschini* (Heer) Nath., *Podozamites* cf. *gramineus* Heer, *Piceostrobus* sp. Таким образом, возраст угленосных отложений хасынской свиты - конец поздней юры-неоком, а образования, относившиеся в бассейнах рек Армани и Олы к момолтыкской свите, следует датировать поздней юрой.

В настоящее время трудно оценить действительные площади распространения момолтыкской свиты. Однако представляется вероятным, что они сильно расширены за счет ошибочного отнесения к этой свите вулканогенных образований более молодой нараулийской свиты, которые подверглись региональной пропилитизации. В частности, в бассейне р. Тахтаямы В.А. Огородовым к момолтыкской свите относились палеотипные андезиты, андезито-базальты, базальты и их туфы с остатками растений: *Pityophyllum staratschini* (Heer) Nath., *Araucanites* sp. indet., *Sequoia* (?) sp. indet., несомненно более молодого облика, чем флора хасынской свиты.

Внешняя зона Охотского сектора состоит из более или менее обособленных вулканических полей, обычно представляющих собой либо достаточно крупные самостоятельные вулканоструктуры оседания, либо ассоциации различных типов вулканоструктур. Они нередко разделены выходами блоков складчатого основания. Во многих случаях вулканоструктуры и отдельные части сложных вулканических полей окаймлены эпизональными гранитоидными массивами. Несмотря на такой характер строения, разрезы вулканических накоплений почти на всем протяжении зоны Охотского сектора довольно сходны, хотя каждое из вулканических полей и обладает своими специфическими особенностями структуры и развития.

Наиболее детально изученные разрезы вулканогенных толщ внешней зоны Охотского сектора находятся в бассейнах рек Армани, Хасына и Олы, где выделяются два крупных вулканических поля: Арманское и Малтано-Ольское.

Арманское вулканическое поле в северной части (см. рис. 2, разрез 17) подстилается сложно дислоцированными, существенно терригенными триасовыми, ниже- и среднеюрскими и, вероятно, келловейскими толщами, а в южной части - образованиями момолтыкской и хасынской свит.

Нижнюю часть разреза Арманского поля слагают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, выделяемые обычно под названием нараулийской свиты. Ю.Г. Кобылянский в 1972 г. показал, что в Центральной части вулканического поля нараулийская свита сложена преимущественно лавами и туфами андезитов и андезито-базальтов, а также латитами и их туфами и сравнительно маломощными пачками туфоконгломератов и туфопесчаников; видимая мощность составляет не менее 1000 м (подошва свиты здесь нигде не вскрыта). По периферии вулканического поля в разрезе свиты резко возрастает содержание вулканогенно-осадочных и осадочных пород, составляющих иногда до 50% ее мощности (верхнее течение р. Хасын).

По мнению Ю.Г. Кобылянского, вдоль северного края вулканического поля нараулийская свита в латеральном направлении полностью замещается осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, выделяемыми под названием арманской свиты. В строении последней отчетливо выделяются три толщи: нижняя - аргиллито- песчаниковая (1000-1100 м), средняя - песчаново-конгломератовая (450-550 м) и верхняя - осадочно-вулканогенная

(250–350 м). Среди вулканогенных пород преобладают андезиты и их туфы, реже встречаются туфы и игнимбриты кислого состава. В конгломератах арманской и в вулканогенно-осадочных и осадочных породах нараулийской свиты в большом количестве встречаются гальки гранитоидов (кварцевых диоритов, гранодиоритов, адамеллитов, гранитов). Флора, собранная в отложениях арманской и нараулийской свит, однотипна, хотя видовой состав растительных остатков из арманской свиты более разнообразен.

Ниже приводится общий список флоры, собранной в 1968 г. Ю.Г. Кобылянским, В.А. Самылиной и Г.Г. Филипповой из отложений обеих свит (Самылина, 1974а): *Thallites* sp., *Equisetites* sp., *Osmunda julianii* Samyl., cf. *Gleichenia lineariformis* Krysht., *Gleichenia rinkiana* Heer, *Birisia ochotensis* Samyl., *Tchaninia elongata* Samyl. et Philipp., *Arctopteris kolymensis* Samyl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *A. popovii* Samyl., *Acrostichopteris longipennis* (Font.) Berry, *Cladophlebis* cf. *virginensis* Font., *Cladophlebis* sp., *Lobifolia holttumi* (Sew.) Rasskaz. et E. Lebed., *Sphenopteris* sp., *Sagenopteris* aff. *varia-* *bilis* (Velen.) Velen., *Nilssonia* ex gr. *orientalis* Heer, *N. pilifera* Samyl., *Pterophyllum* sp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Leptostrobus* sp., *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *P. ex gr. lanceolatus* (Lindl. et Hutt.) F. Braun, *P. ex gr. reinii* Geyler, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. microphylla* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. obovata* Knowlt., *S. cf. subulata* Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Torreya gracillimum* Holl., *Pityophyllum* ex gr. *norden-* *skioldii* (Heer) Nath., *P. latifolia* Nath., *P. ex gr. staratschinii* (Heer) Nath., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Ranunculicarpus quin-* *quicarpellatus* Samyl., *Populites* sp., *Menispermites* sp., *Platanus* sp., *Credneria* sp., *Protophyllum* sp., *Dalbergites* cf. *simplex* (New.) Sew., *Leguminosites equalis* Philupp., *Celastophyllum latifolium* Font., *Celastophyllum* sp., *Acer (Rulac) lobata* Philipp., *Acer (Rulac)* sp., *Rhamnites* cf. *emineus* (Dawson) Bell, *Zizyphus microphylla* Philipp., *Zizyphus* sp., *Cissites* sp., *Aralia* aff. *parvidens* Holl., *Araliaephylum dentatum* Philipp., *Hedera cordatus* Philipp., *Viburnum* sp. По мнению В.А. Самылиной, время существования этого флористического комплекса отвечает позднему альбу и, может быть, самому началу сено-мана.

Вышележащие, существенно пирокластические накопления умеренно кислого и кислого состава распространены главным образом по периферии Арманского вулканического поля и выделяются большинством геологов под названием хольчанской свиты. В ее строении наряду с отмеченными выше пирокластическими образованиями, принимают участие линзовидные тела дацитов и липаритов, а также пачки туфопесчаников и туфоконгломератов и отдельные невыдержаные по простирианию горизонты андезитов и их туфов. Мощность этих образований достигает 200–600 м. В бассейне р. Хасын, по-видимому, синхронные им вулканические накопления выделены под названием кремлевской толщи, в которой обнаружены отпечатки растений: *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis magnifolia* Font. var. *successiva* Holl., *C. intermedia* Holl., *Metasequoia* sp.

Внутри Арманского вулканического поля достаточно четко обособлены сравнительно небольшие изометричные отрицательные вулканоструктуры, сложенные более молодыми образованиями. Одна из них, Хатачанская, находится в его юго-западной части, а вторая – Аганская – в северо-восточной.

В разрезе Хатачанской вулканоструктуры выделяются три стратиграфических подразделения:

двупироксеновые андезито-базальты и андезиты мощностью 400–500 м, относимые к улынской свите;

пестроцветный горизонт туфов и игнимбритов липаритового состава (100–150 м), по петрографическим признакам и положению в разрезе параллелизуемый с ольской свитой Малтано-Ольского поля;

преимущественно оливин-пироксеновые базальты и андезито-базальты мыгдыкитской свиты – до 600 м.

Аганская вулканоструктура сложена исключительно пирокластически-ми накоплениями кислого состава, которые ранее относились к ольской свите. Однако специфика состава и структурного положения этих образований требует выделения их в самостоятельное местное стратиграфическое подразделение – аганскую толщу, характеристика строения которой приводится по данным И.М. Сперанской (Сперанская, Печерский, 1964).

1. Туфы и слабо сваренные игнимбриты кислого состава, бедные кристалло-кластическим материалом (600–650 м).

2. Серия маломощных потоков сильно сваренных игнимбритов липаритового состава (200 м), умеренно насыщенных (до 20–30%) кристаллокластическим материалом; выше этих игнимбритов лежат туфы и игнимбриты, сходные с породами подстилающей пачки (100 м).

3. Массивные игнимбриты липаритового состава с обилием (40–50%) крупных кристаллов и обломков полевых шпатов, кварца, биотита и роговой обманки, содержащие гомеогенные включения гранитоидов по 25–30 см в поперечнике (видимая мощность 350 м).

Общая мощность аганской толщи достигает 1200–1300 м. В пределах западной части вулканоструктуры аганская толща залегает на нараулийской свите. На междуречье Нелканджи и Хасына породы аганской толщи лежат на двупироксеновых андезито-базальтах ульинской свите. Ее отношения с базальтами мыгдыкитской свиты не наблюдались.

Малтано-Ольское вулканическое поле (см.рис. 2, разрез 18) вытянуто в субмеридиональном направлении (его протяженность достигает 150 км, а ширина – 45 км). В северной части, как и Арманское, оно подстилается сложно дислоцированными толщами верхоянского комплекса. В бассейне верхнего течения р. Малтан на многих участках из-под вулканических покровов обнажаются также континентальные угленосные отложения и существенно андезитовые вулканогенные образования (400 м), в которых содержатся остатки того же систематического состава, что и в хасынской свите: *Birisia onychoides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Contiopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. setacea* (Ptyn.) Vachr., *C. gracillima* (Heer) Vassil., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Nilssonia grossinervis* Ptyn., *Anomozamites* sp. indet., *Otozamites* sp. indet., *Taeniopterus* sp. indet., *Phoenicopsis cf. angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой).

В южной части Малтано-Ольского поля преимущественно развиты нараулийская и хольчанская свита и аганская толща, а в северной – ульинская, ольская и мыгдыкитская свиты. Аналогом хольчанской свиты на севере Малтано-Ольского поля являются вулканогенные образования, выделяемые под названием спокойнинской свиты; вулканические накопления, аналогичные аганской толще, здесь неизвестны.

Мощность отложений хольчанской и спокойнинской свит голеблется в пределах 300–700 м. В них, главным образом в спокойнинской свите, содержатся отпечатки растений: *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb) Ward, *Dennstaedia tschuktschorum* Krysht., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sphenopteris onkilonica* Krysht., *Cladophlebis arctica* (Heer) Krysht., *C. frigida* (Heer) Sew., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *S. quoia concinna* Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. subulata* Heer, *S. ambigua* Heer, *Cissites jukonensis* Holl. (определения А.Ф. Ефимовой).

В северной части Малтано-Ольского поля вулканические накопления ульинской, ольской и мыгдыкитской свит слагают крупную Ольскую депрессию (известную под названием Ольского плато), а также сравнительно небольшую Хурэнджинскую вулканоструктуру, примыкающую к ней с севера. За пределами этих структур характеризуемые вулканогенные образования встречаются на водоразделах, вероятно, в виде эрозионных останцов.

На крыльях Ольской депрессии почти повсеместно, за исключением ее южного сектора, обнажаются двупироксеновые андезито-базальты, андезиты и иногда базальты ульинской (малтанской) свиты (200–600 м). Они залегают на различных свитах более древних вулканогенных образований и на складчатых геосинклинальных толщах верхоянского комплекса.

Выше лежит ольская свита. Это пестроцветные вулканические накопления преимущественно кислого состава (туфы и игнимбриты), среди которых встречаются игнимбриты и лавы трахитов, пачки туфитов, алевролитов и углистых аргиллитов (200–300 м). В южном секторе депрессии вулканические накопления ольской свиты, по-видимому, замещаются игнимбритами и туфами аганской толщи, слагающей Ингагченскую вулканоструктуру. Как отмечалось ранее, здесь не прослеживаются выходы ульинской свиты. Несколько южнее, в пределах западного и юго-западного секторов Ингагченской структуры, ульинская свита обнажается из-под покровов аганской толщи.

В отложениях ольской свиты, в бассейнах ручьев Жданного и Восточного, В.Н.Чухомлиновым в 1960 г. и Ю.Г.Кобылянским в 1968 г. собраны отпечатки растений: *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Isoetites onkilonicus* Krysht., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Elatocladus aff. smittiana* (Heer) Sew., *Sequoia aff. fastigiata* (Stcrnb.) Heer, *S. cf. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Parataxodium wigginsii* Arnold et Lowth; *Trollia cf. cunninghamioides* Sveshn. et Budanz., *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Dicotylophyllum* sp., *Carpolites* sp. (определения В.А.Самылиной). По заключению В.А.Самылиной, эта флора сходна с аркагалинским флористическим комплексом и указывает на сеноманский возраст вмещающих ее слоев. Однако долгое время возраст ольской свиты считался датским, ибо среди растительных остатков из тех же местонахождений, что и флора, приведенная выше, А.Д.Попова неправильно определяла форму *Sequoia langsdorffii* (Brong.) Heer. На эту ошибку в определениях А.Д.Поповой указывал еще в 1948 г. А.Н.Криштофович; он отмечал, что вся флора чисто меловая, без признаков перехода в датский ярус и что остатков *Sequoia langsdorffii* ни в одном образце нет.

Без видимых следов структурного несоответствия и размыта на ольской свите залегает мыгдыкитская свита. Она сложена преимущественно оливин-пироксеновыми базальтами, реже безоливиновыми базальтами и андезито-базальтами. Мощность свиты оценивается в 450–500 м на западном крыле депрессии и в 750–800 м – на восточном. По-видимому, в центральной части депрессии она намного больше. В пределах южного крыла депрессии в разрезе мыгдыкитской свиты достаточно отчетливо различаются две толщи:

нижняя, сложенная мощными (10–20 м) потоками базальтов с преобладанием сильнопузыристых миндалекаменных лав, окрашенных в желтовато-коричневый цвет (до 400 м); здесь находятся многочисленные пластовые интрузии базальтов;

верхняя, сложенная сравнительно маломощными (не более 5–10 м) потоками лав, в которых пузыристые и массивные разности встречаются примерно в равных количествах; она имеет темную красновато-коричневую окраску (видимая мощность 300 м).

Характер соотношений ольской и мыгдыкитской свит, условия залегания и наличие крупных даек липаритов, секущих базальты мыгдыкитской свиты, позволяют согласиться с мнением Ю.Г. Кобылянского о том, что крупного перерыва между формированием ольской и мыгдыкитской свит не было. И поэтому мыгдыкитскую свиту следует датировать не палеогеном, как это делалось ранее, а первой половиной позднего мела.

К западу от Арманского поля строение вулканогенных толщ внешней зоны Ольского сектора существенно не меняется. Лишь в бассейне верхнего течения р.Яны (Охотской) в разрезе мыгдыкитской свиты, по данным И.М. Сперанской (1962) и С.С. Юдина, четко выделяются три толщи (см. рис. 2, разрез 19):

1) оливин-пироксеновые и безоливиновые базальты, реже андезито-базальты с маломощными горизонтами туфов кислого состава (500–600 м);

2) сферолитовые липариты, юбсидианы, игнимбриты, изредка туфы (300–350 м);

3) оливин–пироксеновые и безоливиновые габалты (100–300 м).

Своеборзен район внешней зоны Охотского сектора, находящийся между реками Тахтоймой и Наяханом. Подавляющая часть распространенных здесь вулканических накоплений разделена на таватумскую и наяхансскую свиты, которые достаточно четко коррелируются с охарактеризованными ранее нараулийской и хольчанской свитами. Более молодые образования – кананыгская толща – распространены спорадически; они, по–видимому, могут параллизоваться с ульинской свитой. Строение вулканогенных образований и их соотношения с угленосными отложениями Омсукчанского грабена наиболее хорошо изучены на участке между р.Омсукчан и нижним течением р.Туманы (см. рис. 2, разрез 20).

Угленосные отложения Омсукчанского грабена выделяются под названием одноименной свиты, которая делится на три подсвиты (Филатов, Самылина, 1966). Нижняя подсвита сложена алевролитами и песчаниками (400–1000 м); средняя – аргиллитами и алевролитами, углистыми аргиллитами и алевролитами, песчаниками, конгломератами (900–1300 м) – в ее разрезах содержатся пласты каменного угля рабочей мощности; верхняя – алевролитами и песчаниками с глинами конгломератов (1000–1300 м). В отложениях нижней подсвиты находятся сравнительно редкие остатки растений, характерные для сибирской стратофлоры (Самылина, 1974а, б). В средней и верхней подсвитах обнаружены обильные и сходные между собой хорошо сохранившиеся остатки растений, принадлежащие к буор–кемюсской стратофлоре (Самылина, 1974а): *Equisetites burejensis* (Heer) Krysht., *E. ramosus* Samyl., *Osmunda cretacea* Samyl., *O. denticulata* Samyl., *O. serrulata* Samil., *Osmunda* sp., *Gleichenites? waltoni* Sew., *Birisia ochotensis* Samyl., *B. alata* (Pryn.) Samyl., *B. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris arctica* (Pryn.) Samyl., *C. birenata* Samyl., *C. brevisolia* (Font.) Bell, *C. compressa* Vassil., *C. dicksonioides* Samyl., *C. aff. ketovae* Vassil., *C. nymphaeum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Adiantopteris gracilis* (Vassil.) Vassil., *Arctopteris heteropinula* Kiritch., *A. kolymensis* Samyl., *A. lenaensis* Vassil., *A. obtusipinnatus* Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb) Ward, *Asplenium dicksonianum* Heer., *A. popovii* Samyl., *A. rigidum* Vassil., *Hausmannia cf. undulata* Vassil., *Polyopodites polysorus* Pryn., *Acrostichopteris pluripartita* (Font.) Berry, *Cladophlebis acuta* Font., *C. aff. arctica* (Heer) Sew., *C. gluschinskii* Vassil., *C. lobulata* Samyl., *C. speranskiae* Samyl., *C. virginensis* Font., cf. *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rasskaz. et E. Lebed., *Scleropteris verchojanensis* Kiritch., *Nilssonia comptula* Heer, *N. decursiva* Samyl., *N. magnifolia* Samyl., *N. pilifera* Samyl., *Anomozamites arcticus* Vassil., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Williamsonia philatovii* Tur-Ket., *Butefia obliqua* Samyl., *Heilungia sangarensis* Vassil., *Taeniopteris lundgrenii* Nath., *T. platyrachis* Samyl., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. angusticuneata* Vassil., *G. ex gr. concinna* Heer, *G. delicata* Samyl., *G. ex gr. huttonii* (Stern.) Heer, *G. ex gr. lepida* Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera ex gr. czechanowskiana* (Heer) Fl., *S. flabellata* Vassil., *S. ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *S. ex gr. pulchella* (Heer) Fl., *Czechanowskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Leptostrobus marginatus* Samyl., *Podozamites ex gr. corbinensis* Bell, *P. ex gr. eichwaldii* (Schimp.) Heer, *P. ex gr. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. ex gr. minor* (Pryn.) Samyl., *P. ex gr. reinii* Geyler, *P. aff. tuvensis* Tesl., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxopsis borealis* Samyl., *G. sangarensis* Vassil., *Florinia (?) borealis* Sveshn. et Budants., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratschinii* (Heer) Nath., *Pityospermum brachypterum* Samyl., *P. cf. pachypterum* Pryn., *P. umbonatum* Samyl., *P. cf. yukonense* Bell, *Pityospermum* sp., *Pityostrobus piceoides* Samyl., *Drepanolepsis* sp., *Schizolepiss cretaceus* Samyl., cf. *Athrotaxites berryi* Bell, *Parataxodium sugoiensis* Samyl., *P. cf. wigginsii* Arnold et Lowt., *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Pseudotorellia* sp., *Dal-*

bergites sp. *Kenella filatovii* Samyl., *K. harrisiana* Samyl., *Stenorachis* sp.

На омсукчанской свите согласно залегает топтанская свита, сложенная аргиллитами, алевролитами и песчанистыми аргиллитами мощностью до 1200 м. В ней собраны: *Equisetites ex gr. burejensis* (Heer) Krysht., *Osmunda denticulata* Samyl., *Birisia alata* (Prym.) Samyl., *B. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb.) Ward, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Polypodites polysorus* Prym., *Acrostichopteris pluripartita* (Font.) Berry, *Sphenopteris mclearnii* Bell, *Nilssonia pilifera* Samyl., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. nana* (Dawson) Bell, *Sphenobaiera ex gr. pulchella* (Heer) Fl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Podozamites ex gr. minor* (Prym.) Samyl., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxopsis* sp. cf. *Cephalotaxopsis microphylla* Sveshn. et Budants., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Pityospermum nansenii* Nath., *Sequoia cf. concinna* Heer, *Athrotaxopsis grandis* Font., *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Cinnamomoides ievlevii* Samyl., *Lindera minima* Samyl., *Nelumbites aff. minimus* Vachr., *Platanus* ? sp., *Sapindopsis* sp., *Celastrophysllum oppositifolia* Samyl., *C. serrulatus* Samyl., *Sugoia opposita* Samyl., *Dicotylophyllum* sp., *Kenella filatovii* Samyl., *Carpolithes* sp., *Samaropsis cirrifera* Samyl. (Самылина, 1974а).

Вышележащие вулканогенные образования несогласно перекрывают омсукчанскую и топтанскую свиты. Однако в верховье р. Омсукчан распространена вулканогенно-осадочная толща, которая связана сложными фациальными взаимоперходами с нижней частью таватумской свиты и согласно лежит на топтанской свите. Она выделена под названием зоринской свиты (Филатов, 1972).

По данным В.В. Меншутина, нижняя часть зоринской свиты сложена конгломератами, туфоконгломератами, алевролитами, туфоалевролитами, гравелитами и туфами андезитов (660–800 м), а верхняя – преимущественно туфами андезитов, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами и андезитами (500–650 м). В отложениях зоринской свиты собран комплекс растительных остатков, сходный с флорой арманской свиты: *Tchaunia filatovii* Samyl., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssonia cf. orientalis* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* sp. indet., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *Torreya gracillima* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. aff. obovata* Knowlt., *Melispermites potomacensis* Berry, *M. aff. reniformis* Dauson, *Rulac cf. quercifolia* Holl., *Aralia* sp. (определения В.А. Самылиной и А.Ф. Ефимовой).

Таватумская свита сложена андезитами и их туфами, среди которых в подчиненном количестве присутствуют туфы и лавы андезито-базальтов, базальтов, дацитов и липаритов, а также невыдержаные горизонты вулканогенно-осадочных пород; мощность 600–1200 м.

Наяханская свита сложена преимущественно игнимбритами, туфами, иногда лавами липаритового состава, мощность которых колеблется от 500 до 1500 м. Она залегает как на таватумской свите, так и на более древних толщах мелового, юрского и триасового возраста. В бассейне р. Тахтоямы установлено, что наяханская и хольчанская свиты образуют единый стратиграфический горизонт. На междуречье Кивалги и Нявленги в нижней части этих образований (400–450 м), сложенной туфами дацитов, андезито-дацитов, липарито-дацитов, а также туфопесчаниками и туфогравелитами, Ю.С. Бочарниковым собраны: *Osmunda cretacea* Samyl., *Osmunda* sp., *Coniopteris bicrenata* Samyl., *Lobifolia* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *Athrotaxopsis* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения Г.Г. Филипповой). Выше лежат преимущественно массивные игнимбриты липаритового состава. Юго-восточнее, на левобережье р. Тахтоямы, В.А. Эгородовым в аналогичных по составу вулканитах, выделяемых в хольчансскую свиту, обнаружены: *Sphenobaiera* (?) *pulchella* (Heer) Fl., *Baiera* aff. *polymorpha* Samyl., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *Cephalotaxopsis amguemensis* Efim., *Taxodium* (?) *angustifolium* Heer, *Leptostrobus* aff. *crassipes* Heer (определения Г.Г. Филипповой).

В крайней северо-восточной части Охотского сектора находится Туром-чинское вулканическое поле (см. рис. 2, разрез 21). Его разрез, приводимый по данным В.К. Политова, во многом сведен с разрезами Арманского и Малтано-Ольского полей.

1. В основании залегают палеотипные андезиты и их туфы с подчиненным количеством вулканитов кислого и умеренно кислого состава (600–700 м). В этих образованиях встречаются отпечатки растений: *Podozamites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityophyllum cf. nordenskioldii* Nath. (определения В.А. Самылиной).

2. Вахраламская толща имеет сложное, быстро меняющееся по площади строение (700–1100 м), состоит преимущественно из игнимбритов и туфов кислого и умеренно кислого состава. На отдельных участках встречаются андезиты и их туфы. В верхней части разреза содержатся остатки растений: *Elatocladus* cf., *Sequoia ambigua* Heer, *Dicotylophyllum* sp. cf. *Cissites* sp. (определения В.А. Самылиной).

3. Туромчинская толща сложена преимущественно лавами андезито-базальтов, андезитов и базальтов, встречаются пачки туфов кислого состава (200–500 м).

4. Хайчанская толща – липариты, кластоловы, игнимбриты и туфы кислого состава (400–500 м).

5. Базальты и андезито-базальты, среди которых изредка встречаются андезиты, дациты, а также пачки туфопесчанников и туфов основного состава (500–600 м). В этой толще содержатся отпечатки растений: *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Rhamnus septentrionalis* Krysh., *Laurophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. cf. *Populus* sp., *D.* sp. cf. *Fagus*. sp. (определения В.А. Самылиной).

Самыми молодыми, возможно палеогеновыми, вулканогенными образованиями во внешней зоне Охотского сектора являются базальты уйканской толщи и кытыймской свиты. Первая из них в виде прерывистой полосы прослеживается вдоль Доктомиченской зоны разломов северо-восточного простираия от низовьев р. Уйканы к водоразделу рек Большая Гарманда – Вархалам. Возможно, к уйканской толще следует относить и верхние базальты, распространенные в пределах Туромчинской структуры. В бассейне р. Уйканы С.И. Филатов описал следующий разрез толщи:

1. Слабо сцементированные песчаники и аргиллиты с отпечатками растений: *Magnolia inglefieldii* Heer, *M. cf. kryshtofovichii* Bor., *Juglans* ex gr. *higel-la* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Bergu (определения А.Ф. Ефимовой) (25 м).

2. Амфиболовые андезиты (100 м).

3. Базальты, оливин-пироксеновые и пироксеновые (100–500 м).

Возраст этих образований пока может быть определен лишь в пределах второй половины позднего мела – первой половины палеогена.

В обрывах западного берега п-ова Тайгонос, между реками Большой Чайбухой и Имповеем, обнажаются базальты, чередующиеся с туфами основного состава, туфоконгломератами и туфопесчанниками, в которых содержатся отпечатки растений: *Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Heer, *Taxites aff. ussuriensis* Krysh., *Taxodium dubium* Heer. Они выделяются в кытыймскую свиту, мощность которой оценивается в 300–600 м. На вулканогенных образованиях с размытом лежат угленосные отложения авековской свиты, в них содержатся многочисленные отпечатки растений эоценового возраста (Криштофович, 1958а, стр. 88).

Внутренняя зона. Поскольку формации и структуры мезозойских образований внутренней зоны Охотского сектора, изученные на полуостровах Тайгонос, Пьягина и Кони, отличаются большим своеобразием, представляется необходимым кратко охарактеризовать весь их разрез.

Современные представления о стратиграфии мезозоя внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса на п-ове Тайгонос полностью базируются на результатах исследований Г.Е. Некрасова и Н.Б. Зaborовской, проведенных в 1963–1965 гг. Однако предлагаемая схема районирования рассматриваемой терри-

тории существенно отличается от той, которая приводится в работах этих исследователей, и автор несет полную ответственность за интерпретацию их фактического материала. Для позднемезозойского (волжско-мелового) этапа развития на п-ове Тайгонос в пределах внутренней зоны могут быть выделены две крупные подзоны: юго-восточная – Нейнегская и северо-западная – Теланская. Ширина Нейнегской подзоны (границы которой почти полностью совпадают с протяженными линейными интрузиями, принадлежащими сложному Южно-Тайгоносскому гранитоидному массиву) не превышает 20 км, а Теланской колеблется в пределах 25–35 км, причем первая из них примерно соответствует новообразованной, а вторая – унаследованной подзоне общей схемы районирования Охотско-Чукотского пояса.

В основании разреза мезозойских образований Нейнегской и юго-восточной части Теланской подзоны находится мощная толща (3500–4000 м) сильно измененных андезитов, андезито-базальтов, их туфов и туфобрекций, которая условно датируется термью – триасом.

На территории Нейнегской подзоны стратиграфически выше, но в неясных соотношениях с пермско-триасовыми (?) образованиями находятся морские отложения верхней юры – валанжина. К верхней юре здесь отнесены охарактеризованные фауной тонкослоистые синевато-серые алевролиты, песчаники и сланцы с прослойками кремнистых пород и андезитовых туфов – 1000–1500 м. На них согласно залегают последовательно сменяющие друг друга толщи бериасского и валанжинского возраста с многочисленной фауной *Buchia* spp. Бериасовые отложения состоят преимущественно из песчаников и сланцев синевато-сиреневого цвета с прослойками доломитов (300–350 м). Нижняя часть валанжинских образований сложена главным образом сланцами и алевролитами, иногда известковистыми (700–750 м), а верхняя – тонко чередующимися между собой алевролитами, песчаниками и туфами основного и среднего состава (500 м). На северо-восточном участке Нейнегской подзоны обнажаются преимущественно субаэральные образования: андезиты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекции, среди которых находятся пачки туфов дацитового состава, туфопесчаников и туфоконгломератов. В западной части п-ова Елистратова мощность этой толщи достигает 4000 м, и в ней содержатся остатки расщеплений: *Coniopterus aff. saportana* (Heer) Vachr., *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *Flatoecladus aff. ketovae* Vassil., *Cephalotaxopsis cf. acuminata* Krysht. et Prun.

(Авдейко и др., 1966).

В Теланской подзоне позднемезозойские (волжско-раннемеловые) образования слагают одноименную крупную асимметричную грабен-синклинальную структуру. Осевой линией Теланской грабен-синклинали является Вискичунская шовная зона, относительно которой различаются юго-восточное и северо-западное крылья структуры. В основании юго-восточного крыла обнажаются охарактеризованные ранее пермско-триасовые толщи, выше которых лежат:

1. Нижнеюрские зелено-серые туфы и туфобрекции основного и среднего состава и зелено-голубые пепловые туфы среднего состава, чередующиеся в верхней половине разреза (500 м) с туфопесчаниками, туффитами, гравелитами и кремнистыми сланцами, содержащими окаменелости моллюсков и отпечатки растений (1400 м).

2. Среднеюрские пестроокрашенные туфы основного и среднего состава, переслаивающиеся с кремнистыми алевролитами и туфопесчаниками (500–600 м) и тонкослоистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами и пепловыми туфами среднего состава (300–400 м), включающими окаменелости пелешипод.

3. Верхнеюрские (по-видимому, доверхневолжские) туфы основного и среднего состава, окрашенные в зелено-серый и зелено-фиолетовый цвет и содержащие пласти базальтов и пачки гравелитов и песчаников с остатками *Buchia ex gr. mosquensis* (Buch.) в самой верхней части разреза (1000–1100 м).

Толши северо-западного крыла Теланской грабен-синклинали во внешней части без видимого несогласия наложены на юрские (досредневолжские), триа-

совые и верхнепермские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи (мощностью более 1000 м) Гижигинской зоны мезозойда.

Разрез верхнеюрских-нижнемеловых образований Теланской грабен-синклинали (см. рис. 2, разрез 22) имеет следующее строение (Заборовская и др., 1972).

1. Субаэральные вулканические накопления, которые в пределах северо-западного крыла грабен-синклинали разделены на две свиты (средневолжско-валанжинского возраста) – вавачунскую и теланскую.

Вавачунская свита сложена плагиолипаритами, их туфами и игним-бритами; на некоторых участках в большом количестве встречаются андезито-базальты и заметно уменьшается количество кислых вулканитов. Породы имеют преимущественно серую и зелено-серую окраску. Среди вулканитов наблюдаются пачки вулканогенно-осадочных пород и линзы ракушечников с *Bucania aff. rugosa* (Fisch), *B. ex gr. mosquensis* (Buch.). Мощность свиты колеблется от 700 до 2000 м.

Теланская свита в нижней части сложена преимущественно зелено-серыми, зелено-фиолетовыми и зелено-голубоватыми лавами и туфами базальтового состава, среди которых встречаются пачки тонкослоистых туффитов (1800–2000 м), в верхней – черными агглютинатами андезитов (900 м) и сложно чередующимися между собой лавами и туфами андезитового и дакитового состава (300–850 м), окрашенными в серый, зеленый и фиолетово-бурый цвет. Общая мощность теланской свиты 3500–3800 м. В северо-восточном направлении верхняя часть свиты выпадает из разреза.

2. Вануонская свита гортеривского возраста согласно залегает на теланской. В нижней ее части преобладают зелено-серые, зеленые, серые и голубовато-зеленые туфы базальтов, реже андезитов, туфиты и туфогравелиты, встречаются лавы основного состава, туфопесчаники и туфоалевролиты (1000 м). В этих отложениях содержатся остатки *Nuculana sp. indet.*, *Inoceramus sp. indet.*, *Astarte sp.*, *Pleuromya sp.* Верхняя часть свиты сложена преимущественно аргиллитами и туфопесчаниками, среди которых встречаются горизонты туфов и лав кислого состава (700 м). Отсюда собраны: *Lima sp.*, *Inoceramus sp.*, *Cylindroteutis sp. indet.*.

3. Быстро меняющиеся в латеральном направлении континентальные вулканогенно-осадочные и угленосные толщи, выделяемые в рябининскую свиту. На междуречье Имповеем – Кенгеевеем рябининская свита без видимого несогласия лежит на вануонской; она сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами и туфами среднего и основного состава (400–500 м), в которых содержатся остатки растений: *Onychiopsis elongata* (Geiler) Yok., *Arctopteris aff. rarineris* Samyl., *Coniopteris aff. burejensis* (Zal.) Sew., *C. pumpharum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis aff. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. ex gr. sangarensis* Vachr., *C. dunkeri* Schimp., *Nilssonia sp. indet.*, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer *Pseudotorellia sp.*, *Podozamites cf. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. cf. eichwaldii* (Schimp.). Heer (определения Г.Г. Филипповой).

Юго-западнее, на междуречье Имповеем–Вискичун, рябининская свита залегает непосредственно на теланской. Ее нижняя часть здесь сложена туфами андезитов, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами (750–800 м). В этих отложениях собраны остатки растений: *Coniopteris saportana* (Heer), Vachr., *Cladophlebis cf. argutula* (Heer) Font., *Ginkgo cf. adiantoides* (Ung.) Heer, *Elatocladius sp.*, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения Г.Г. Филипповой).

Средняя часть рябининской свиты состоит из песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов с пластами конгломератов и каменных углей (750–800 м). В этих отложениях собраны остатки растений: *Coniopteris pumpharum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. pluripartita* (Schimp.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. aff. magnifolia* Pryn., *Sphenobaiera cf. longifolia* (Pom.) Fl., *S. cf. flabelata* Vassil., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. cf. eichwaldii* Schimp., *Elatocladius manchurica* (Yok.) Yabe. (определения Г.Г. Филипповой).

Верхняя часть рябинкинской свиты сложена песчаниками, гравелитами и алевролитами с пачками пепловых туфов среднего состава (1000 м). Отсюда собраны отпечатки: *Onychiopsis elongata* (Geiler) Yok., *Coniopterus ex gr. saportana* (Heer) Vachr., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Ginkgo aff. obrutschewii* Sew., *Pseudotorellia cf. nordenskioldii* (Nath.) Fl., *Podozamites ex gr. eichwaldii* Schimp., *Elatocladus aff. manchurica* (Yok.) Yabe, *Torreya cf. gracillima* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer. (определения Г.Г. Филипповой).

4. Разрез завершается вулканическими накоплениями явоямской толщи, согласно залегающими на отложениях рябинкинской свиты. На междуречье Имповеем-Кенгевеем – это базальты и их туфы, окрашенные в фиолетово-бурый, серый и зелено-серый цвет (600–650 м), выше которых лежат чередующиеся между собой андезиты, дациты, липариты и их туфы (до 2000 м) серого, темно-серого, реже зелено-серого цвета. Юго-западнее, на побережье Внутренней губы толща сложена преимущественно андезитами и их туфами (около 2000 м).

До последнего времени обширные поля вулканогенных образований п-ова Пьягина и северо-восточнее п-ова Кони относились к верхней юре (Геология СССР, т. XXX, 1970). Исследования, проведенные Г.Е. Некрасовым, В.Н. Юдиной и автором, показали, что здесь развиты нижне(?)-, средне- и верхне-юрские осадочные и вулканогенные образования, морские отложения валанжинского возраста и более молодые мощные существенно субаэральные вулканогенные толщи.

Разрез мезозоя на полуостровах Кони, Пьягина и примыкающей к ним с севера территории резко меняется в латеральных направлениях; пространственные закономерности этих изменений пока еще не установлены вследствие слабой изученности региона. Ниже будет приведена краткая характеристика верхнетриасовых, нижне- и среднеюрских отложений п-ова Кони, а затем рассмотрено строение мезозойских образований западной части п-ова Пьягина.

На п-ове Кони (Геология СССР, т. XXX, 1970) самыми древними мезозойскими образованиями являются карнийские алевролиты и сланцы со слоями известняков-ракушечников, видимая мощность которых оценивается в 70–80 м. Более молодые отложения кирасской свиты (верхний норий – низы лейаса?) сложены преимущественно зелено-серыми туфами и туфобрекчиями базальтового, андезитового и андезито-базальтового состава, в которых содержатся линзы ракушечников. Видимая мощность около 400 м. Нижнеюрские отложения – тонко переслаивающиеся между собой аргиллиты, алевролиты, туфопесчаники и голубовато-серые пепловые туфы андезитов – имеют видимую мощность (по разрозненным выходам) около 300 м. Среднеюрские отложения обнажены сравнительно широко. Их нижняя часть сложена преимущественно зелено-серыми и голубовато-зелеными туфами и туфобрекчиями андезитов и андезито-базальтов с прослойми туфаалевролитов, туфопесчаников и алевролитов – 150–200 м (асатанская свита, по И.И. Тучкову, 1962), выше которых лежат в основном базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы – 800 м (одянская свита, по И.И. Тучкову). Верхнюю часть средней юры здесь слагают тонкослоистые светло- и зеленовато-серые туфы андезитов, андезито-дацитов, туффиты и туфопесчаники, аргиллиты и алевролиты (500–700 м), которые И.И. Тучковым (1962) были отнесены к умаринской свите.

Сводный разрез мезозойских образований западной части п-ова Пьягина и примыкающей к ней территории правобережья р. Ямы и бассейна р. Накхатанджи (см. рис. 2, разрез 23) представляется в следующем виде (по наблюдениям Г.Е. Некрасова в 1969 г. и автора в 1970 г.):

1. На побережье залива Бабушкина обнажаются мощные немые толщи вулканогенных пород, относимые по стратиграфическому положению к нижней части среднего и условно к нижнему отделу юрской системы:

а) палеотипные базальты, андезито-базальты и андезиты (видимая мощность 200 м);

б) туфы базальтов, преобладающие в нижней части, и пирокластические на-
копления андезитового и андезито-базальтового состава; в средней части встре-
чаются горизонты дакитовых туфов (1550 м); породы имеют однообразную
зелено-серую окраску;

в) массивные зеленовато-серые плагиоклазовые андезито-базальты и ба-
зальты (200 м);

г) дробно чередующиеся между собой туфы и туфобрекции плагиоклазовых
базальтов и андезито-базальтов (850 м); среди однообразных серо-зеленых
пород встречаются горизонты буровато-красного цвета; отмечаются потоки
плагиоклазовых андезитов и пачки пепловых туфов андезито-дакитового сос-
тава, количество которых возрастает вверх по разрезу.

Общая видимая мощность достигает 2800 м.

2. На охарактеризованных выше образованиях без видимого несогласия ле-
жит толща зеленовато- и светло-серых разнозернистых вулканомиктовых пес-
чаников и туффитов дакитового и андезито-дакитового состава, содержащих
окаменелости батского яруса (900 м). В основании ее наблюдаются ту-
фобрекции плагиоклазовых дакитов, а горизонты дакитовых туфов и гравий-
ных туффитов встречаются по всему разрезу.

3. Верхнеурские отложения наблюдались на водоразделе залива
Бабушкина и р. Нахкатаанджи, а также восточнее р. Канречан. На первом участ-
ке граница между средней и верхней юрой проводится по появлению слоев тем-
но- и синевато-серых слабоизвестковистых туфопесчаников, переслаивающихся
со светло-серыми туфами кислого состава и туффитами (200–250 м), содержащими
окаменелости: *Goniomya dubois* Agass., *Bureiamya* sp., *Cadoceras* sp.,
Lima sp., *Pentacrinus* sp., свидетельствующие о келловейском возрасте вме-
щающих слоев. Выше лежат туфобрекции и туфы умеренно кислого и кислого
состава с горизонтами туфопесчаников (видимая мощность 250–300).

В бассейне р. Канречан различаются два фациальных типа отложений, от-
носимых к верхней юре. Выходы их пространственно разобщены, достоверные
соотношения как с более древними, так и с более молодыми образованиями не-
известны. На левобережье р. Канречан это светлые зелено-серые и серые ту-
фопесчаники, туффиты и горизонты туфов кислого состава, сменяющиеся вверх
по разрезу преимущественно темно- и синевато-серыми среднезернистыми тон-
кослоистыми туфопесчаниками, часто содержащими включения пирита; видимая
мощность 1000 м; выше лежат светло-серые и серые крупнозернистые вул-
каномиктовые песчаники (400 м). По всему разрезу, согласно данным В.Н.Юди-
ной, встречаются окаменелости: *Pleuromya* sp. indet., *Bureiamya* sp. indet., *Mo-
diolus* sp. indet.

На правобережье р. Канречан к верхней юре условно отнесена толща, мощ-
ность которой, по-видимому, превышает 1000 м, сложенная ритмичносложис-
тыми серыми, зелено- и темно-серыми, часто сильнокремнистыми туфопесчани-
ками, туфоалевролитами, туффитами и туфами кислого состава. Среди них иногда
отмечаются горизонты туфобрекций умеренно кислого и кислого состава. Воз-
можно, эта толща частично или полностью соответствует существенно терриген-
ным отложениям оксфорд-киммериджа (800 м) северо-восточной части п-ова
Пьягина, в которых В.Н.Юдиной собраны многочисленные окаменелости *Buchia* spp.

4. Берриас (?) – валанжинские отложения обнажаются на право-
бережье р. Канречан. Нижняя часть их сложена темно-серыми тонкоплитчатыми
вулканомиктовыми песчаниками с выделениями пирита и мелкими включениями
растительного детрита (видимая мощность 400 м). Выше лежат светло-серые
и серые средне- и крупнозернистые вулканомиктовые песчаники с прослойями
грубозернистых разностей и гравелитов (500 м), в которых содержатся ока-
менелости: *Buchia terebratuloides* (Lah.), *B. volgensis* (Lah.), *B. aff. lahuseni*
(Pavl.), *B. cf. ocensis* (Pavl.), *B. robusta* (Pavl.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. sibi-
rica* (Sok.), *B. cf. visingensis* (Sok.), *Modiolus* cf. *sibirica* Bodyl. раннева-
ланжинского возраста.

5. В верховье рек Накхатаанджа и Сердце Каменное обнажаются вулкани-
ческие, предположительно готеривские накопления, которые пред-

лагается выделять под названием накхатанджинской толщи. Нижняя видимая часть толщи (150–200 м) сложена брекчевыми лавами андезитов и дацитов. Выше расположены: горизонт (100–150 м) тонкослоистых полосчатых алевролитовых и псаммитовых туфов среднего состава, чередующихся со светло-серыми, белыми и розоватыми окремненными туфами липаритов; линзо-видные тела плагиоклазовых липаритов и сопряженные с ними накопления брекчевых лав туфов и туфобрекчий (200–300 м) зеленого, голубовато- и фиолетово-зеленого цвета; венчается разрез полосчатыми лавами и брекчевыми лавами альбит-анортоклазовых липаритов. В строении верхней части преобладают андезито-базальты и базальты, их туфы и туфобрекчи, а также встречаются андезиты (800 м).

Восточнее, в бассейне р.Канрэчан, с накхатанджинской толщей параллелируются: туфобрекчии среднего состава с прослойями гравийных и псаммитовых туффитов и редкими пластами лав и лавобрекчий плагиоклазовых андезитов, среди которых в нижней видимой части разреза находятся горизонты полосчатых тонкослоистых туфов среднего и кислого состава (600–700 м); залегающие выше зеленые туфобрекчии и туфы плагиоклазовых андезитов и кварц-плагиоклазовых дацитов, буровато-красные брекчевые лавы и туфы пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов, заключающие линзы и маломощные пачки туфопесчаников и туффитов (800 м).

Охарактеризованные существенно вулканогенные образования условно датируются как готеривские на основании следующих соображений:

во-первых, по особенностям пространственного положения в бассейне р.Канрэчан можно полагать, что они лежат выше валанжинских отложений;

во-вторых, на водоразделе рек Сердце Каменное – Накхатанджа они перекрыты туфоконгломератами, залегающими в основании мощных толщ субаэральных вулканитов, датируемых второй половиной позднего мела;

в-третьих, по некоторым особенностям строения и состава они сходны с фаунистически охарактеризованными готеривскими толщами в бассейнах рек Пенжины и Анадыря.

6. Пьягинская серия – под этим названием выделяется мощный комплекс субаэральных вулканических, предположительно альбских накоплений, наиболее полный разрез которых наблюдается в верховьях рек Накхатанджи, Переволочной и Поперечной. Здесь пьягинская серия разделена на шесть толщ, которые пока еще не получили своих географических названий:

I. На водоразделе рек Накхатанджа – Сердце Каменное обнажается толща разногалечных туфоконгломератов, переходящих в валунные. В составе гальки преобладают вулканиты среднего и основного состава, реже встречаются кислые вулканические породы, отмечаются единичные гальки габбро-диоритов, диоритов, гранодиорит-порфиров, лейкократовых мелкозернистых гранитов. Местами в основании прослеживаются маломощные горизонты туфов и игнимбритов кислого и умеренно кислого состава. Мощность 200–300 м. Туфоконгломераты залегают непосредственно на вулканических породах верхней части разреза накхатанджинской толщи.

II. В бассейне р.Накхатанджи непосредственно на охарактеризованных выше туфоконгломератах лежит однообразная толща массивных и миндалекаменных андезитов, андезито-базальтов и базальтов, среди которых в подчиненном количестве встречаются туфы и туфобрекчи того же состава. Преобладают серые и зелено-серые тона окраски, реже встречаются породы буро-красного цвета.

Мощность толщи 1000 м.

III. Сложный комплекс лав и пирокластических отложений с очень редкими горизонтами и быстро выклинивающимися пачками вулканогенно-осадочных образований. Взаимоотношения этой толши с нижележащими образованиями не вполне ясны. Условно к самой нижней части ее разреза относятся туфобрекчи и туфы андезито-базальтов и базальтов (200–300 м), залегающие на левобережье р.Накхатанджи непосредственно выше существенно лавовых сильно измененных образований толщи II. Состав и строение толщи в бассейне р.Нак-

хатанджи и севернее, в бассейне р.Переволочной, несколько различны. Граница этих участков совпадает с крупным разломом, и поэтому нельзя однозначно судить о том, является ли это изменением одновозрастных образований в латеральном направлении или же вулканические накопления рассматриваемых участков принадлежат существенно разным частям разреза толщи.

На левобережье р.Накхатанджи наблюдались:

Олигофировые пироксен-плагиоклазовые базальты и их туфы (250–300 м) выше которых лежат серо-зеленые плагиоклазовые андезиты (200 м).

Серо-зеленые туфобрекции андезито-базальтов и базальтов с прослоями и пачками светло-зеленых и голубоватых пепловых туфов дацитового состава (1000–1100 м); встречаются пласты базальтов и пачки туффитов и туфо-песчаников.

Стекловатые афиевые базальты, брекчевые лавы андезито-базальтов и редкие пачки тонкослоистых туфов и туфобрекций основного состава (200 м).

Общая видимая мощность толщи здесь достигает 1700–1800 м.

В бассейне р.Переволочной в разрезе толщи наблюдается заметное увеличение количества массивных и миндалекаменных пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов, андезитов и базальтов. Встречаются базальты с оливином во вкраплениях. В самой верхней части разреза, сложенной туфами и редкими потоками лав андезито-базальтов, находятся пачки туфопесчаников, туфогравелитов.

В этих образованиях собраны отпечатки растений: *Cladophlebis* sp., *Heilungia* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *G. cf. abovata* Nath., *Phoenicopsis ex gr. angulifolia* Heer, *Araucarites* sp., *Pityolepis* sp. (определения В.А. Самылиной). Бедность и плохая сохранность растительного материала не позволяют уверенно судить о возрасте вмещающих отложений. В целом же этот комплекс растений сходен с комплексами ископаемых растений из отложений второй половины раннего мела Чукотки, залегающих выше морских слоев с *Aucellina* spp.

Мощность охарактеризованных вулканических накоплений толщи здесь около 2000 м.

IV. В бассейне р.Переволочной и на левом водоразделе р.Накхатанджи четко видно согласное залегание лавовой толщи на подстилающих существенно пирокластических образованиях.

В основании данной толщи преобладают зелено-серые плагиоклазовые базальты и андезито-базальты, наблюдаются потоки оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов. В средней части разреза – массивные пироксен-плагиоклазовые базальты, иногда с оливином во вкраплениях, и андезито-базальты чередуются с резко подчиненными по мощности пачками туфов и туфобрекций основного и среднего состава. Верхняя часть описываемого разреза сложена массивными и полосчатыми темно- и голубовато-серыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами, среди которых отмечаются отдельные потоки андезито-базальтов.

Мощность 1200 м.

V. Выше массивных базальтов толщи IV в бассейне р.Сердце Каменное лежат зеленые, фиолетово-зеленые и зелено-серые туфы дацитового состава, перемежающиеся с зелено-серыми андезитами и темно-серыми афиевыми плагиоклаз-пироксеновыми базальтами; встречаются пачки тонкослоистых туфов среднего и кислого состава, переслаивающихся с туфопесчаниками и углистыми алевролитами (500 м).

VI. В верховье р.Поперечной выше толщи V обнажаются массивные синеватые и миндалекаменные зелено-серые пироксен-плагиоклазовые базальты (400 м), выше которых лежат пестроцветные туфы и туфобрекции основного состава с отдельными потоками плагиоклазовых базальтов, а также горизонтами туфов и лав среднего состава (400 м).

Общая мощность пьягинской серии 5500–7000 м.

Схема корреляции описанных разрезов Охотского сектора приводится на рис. 10.

ЗАПАДНО-ОХОТСКАЯ ФЛАНГОВАЯ ЗОНА

Строение Западно-Охотской фланговой зоны неоднородно. Непосредственно к западу от р.Ини и до р.Охоты вдоль морского побережья наблюдаются разрозненные, прорванные многочисленными интрузиями, сильно эродированные вулканические покровы, наложенные на южный склон центрального блокового поднятия Охотского массива. Далее находится огромное Ульино-Кетандинское вулканическое поле, прослеживающееся на юго-запад, до р.Северный Уй, и на северо-запад, до рек Юдомы и Маи. Главным структурным элементом этого поля является крупный Ульинский вулкано-тектонический прогиб (350×170 км). Тектоническая позиция расположенной юго-западнее Маймаканской грабено-образной структуры однозначно пока еще не определена.

В восточной части, в бассейнах рек Охоты и Юровки из-под вулканических покровов Ульино-Кетандинского поля обнажаются дорифейские метаморфические комплексы фундамента, палеозойские и мезозойские отложения чехла Охотского массива. На левобережье р.Юдомы и в истоках р.Май вулканиты подстилаются терригенными пермскими и триасовыми отложениями, сходными с одновозрастными образованиями Южно-Верхоянского синклиниория. Далее, на левобережье р.Май, вулканогенные образования ложатся непосредственно на верхне-протерозойские толщи. С юго-запада Ульино-Кетандинское поле окаймлено выходами крупного Этандинского гранитоидного массива.

Достоверно установленные и хорошо изученные разрезы вулканических на-коплений Западно-Охотской фланговой зоны известны лишь в пределах Ульинского прогиба (Чертовских, 1964; Шейкашова, 1964), главным образом в его восточной части (см. рис. 2, разрез 24). Вулканиты Ульинского прогиба четко разделяются на два комплекса: нижний, распространенный на всей площади прогиба и определяющий специфику его структуры в целом, и верхний, слагающий отдельные изометричные отрицательные вулканоструктуры оседания до 60 км в поперечнике.

Нижний комплекс, в свою очередь, разделяется на две части, из которых нижняя сложена вулканитами существенно среднего (они объединены под названием ульбериканской свиты), а верхняя – умеренно кислого и кислого состава (амкинская свита).

Ульбериканская свита сложена палеотипными вулканическими породами (лавами, туфобрекциями и туфами) основного и среднего состава, среди которых встречаются туфоконгломераты, туфопесчаники и углистые аргиллиты. На северо-западном крыле прогиба преобладают вулканиты среднего состава, довольно широко распространены вулканогенно-осадочные породы, встречаются туфы дацитов и липаритов; в бассейне р.Ядры и в верховье р.Хетаны Е.Г. Песковым обнаружены остатки папоротников, чекановских и хвойных: *Onychiopsis cf. elongata* (Gleiler) Yok., *Onychiopsis aff. psilotoides* (St. et Webb) Ward, *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Czekanowskia* sp., *Podozamites* sp.indet., *Scaphaloxopsis* sp. indet. (определения А.Ф. Ефимовой).

На юго-восточном крыле Ульинского прогиба в разрезах свиты преобладают вулканиты основного состава; отсюда собраны остатки папоротников и хвойных: *Cladophlebis cf. denticulata* (Brongn) Font., *C. ex gr. kamenkensis* Thom., *Podozamites* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath.

Мощность ульбериканской свиты на крыльях Ульинского прогиба примерно 1000 м.

Амкинская свита слагает центральную часть Ульинского прогиба. В ее строении участвуют игнимбриты, туфы и лавы дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава. Широко распространены горизонты вулканогенно-осадочных пород: туфопесчаников, туфоалевролитов, реже конгломератов. Отмечаются изометричные в плане участки (до 15 км в поперечнике), где резко преобладают массивные лавы и игнимбриты кислого и умеренно кислого состава. Мощность свиты обычно 500–600 м. Однако эти цифры характеризуют либо мощность отложений на крыльях прогиба, либо только их ви-

димую мощность в обнажениях. Есть основания предполагать, что в центральных частях прогиба она примерно в 2 раза больше.

На левобережье р.Амки В.Г. Шейкашовой в 1957 г. и Р.Б. Умитбаевым в 1965 г. в отложениях свиты были собраны многочисленные остатки растений: *Asplenium cf. foersteri* Deb. et Ett., *Dennstaedtia tschuktschorum* Krysh., *Cladophlebis cf. frigida* (Heer) Sew., *C. oerstedtii* (Heer) Sew., *Sphenopteris cf. psilotoides* (St. et Webb) Ward, *Ginkgo cf. huttonii* (Stemb.) Heer, *Sphenobaiera aff. angustiloba* (Heer) Fl., *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. cf. amguemensis* Efim., *Elatocladus cf. kolymensis* Krysh., *Seguoia cf. obovata* Knowlt., *S. cf. reichenbahii* (Gein) Heer, *Trochodendroides cf. arctica* (Heer) Berry, *Menispermites* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определения А.Ф. Ефимовой). Несколько южнее, на правобережье р. Ульи, в амкинской свите, по данным Е.Г. Пескова и Р.Б. Умитбаева, содержатся отпечатки преимущественно хвойных, а также папоротников: *Cladophlebis oerstedtii* (Heer) Sew., *C. constructa* Holl., *Thinnfeldia cf. sachalinensis* Krysh., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. cf. amguemensis* Efim., *Sequoia heterophylla* Velen., *S. subulata* Heer, *Araucarites* sp., *Pinus* sp., *Pityophyllum pseudolaricis* Krysh. (определения А.Ф. Ефимовой).

В 1964 г. в бассейне р. Юровки из средней и верхней частей разреза амкинской свиты В.И. Тимошенко собрал: *Asplenium cf. foersteri* Deb. et Ett., *Dennstaedtia tschuktschorum* Krysh., *Cladophlebis cf. acuta* (Font.) Krysh., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. cf. huttonii* (Sternb.) Heer, *Sphenobaiera pulchella* (Heer) Fl., *Baiera* sp., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pityophyllum cf. staratschinii* (Heer) Nath., *P. pseudolaricis* Krysh., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. microphylla* taxa Holl., *C. heterophylla* Holl., *Glyptosprobus cf. groenlandicus* Heer, *Sequoia* sp., *Nelumbites* sp., *Menispermites* sp., *Protophyllum* sp. (определения А.Ф. Ефимовой).

В бассейне среднего течения р.Ульи в отложениях амкинской свиты Р.Б. Умитбаев обнаружил многочисленные отпечатки хвойных, а также гингговых, папоротников, двудольных цикадофитов того же систематического состава, что и в ранее отмеченных месторождениях флоры.

В крайней юго-западной части Ульинского прогиба, судя по данным М.А. Тарховой и А.А. Бэера, толща вулканитов (существенно среднего состава), параллелизуемая с ульбериканской свитой, имеет мощность не более 500–1000 м и местами выклинивается. Вышележащие вулканогенные образования кислого состава, чередующиеся с вулканогенно-осадочными породами, достигают 1200–2500 м мощности. Одними исследователями они выделяются под названием амкинской, другими – магейской свиты. В них содержатся редкие остатки растений, характерных главным образом для мезофитных флор: *Coniopteris* sp., *Cladophlebis ex gr. whitbiensis* Brongn., *C. sp. indet.*, *Taeniopteris* sp. indet., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Fl., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* sp., *Pityophyllum cf. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Elatocladus* sp., (определения В.А. Вахрамеева).

Наиболее полный разрез верхнего вулканического комплекса Ульинского прогиба наблюдался в Хакаринской депрессии, расположенной на левобережье нижнего течения р.Ульи, между реками Амкой и Ураком. Слагающие ее вулканические накопления разделены на три свиты: хетанинскую, уракскую и хакаринскую.

В пределах Хакаринской депрессии и в смежных районах хетанинская свита без видимого несогласия залегает на амкинской. Она сложена преимущественно двупироксеновыми андезито-базальтами, андезитами, их туфобрекциями и туфами, отмечаются также трахиандезиты (150–600 м.). В вулканоструктурах, расположенных к юго-западу от Хакаринской депрессии, в хетанинской свите в значительных количествах отмечаются трахиандезиты. По мнению В.Г. Королькова (устное сообщение), к хетанинской свите следует относить и толщу вулканитов среднего состава в бассейне р.Гырыкан, которую он и В.Ф. Карицев выделяли в учуликансскую свиту. В этих образованиях ими собраны остатки растений: *Sphenopteris* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. ex gr. gigantea* Krysh., *Torreya gracillima* Holl., *Sequoia obovata*

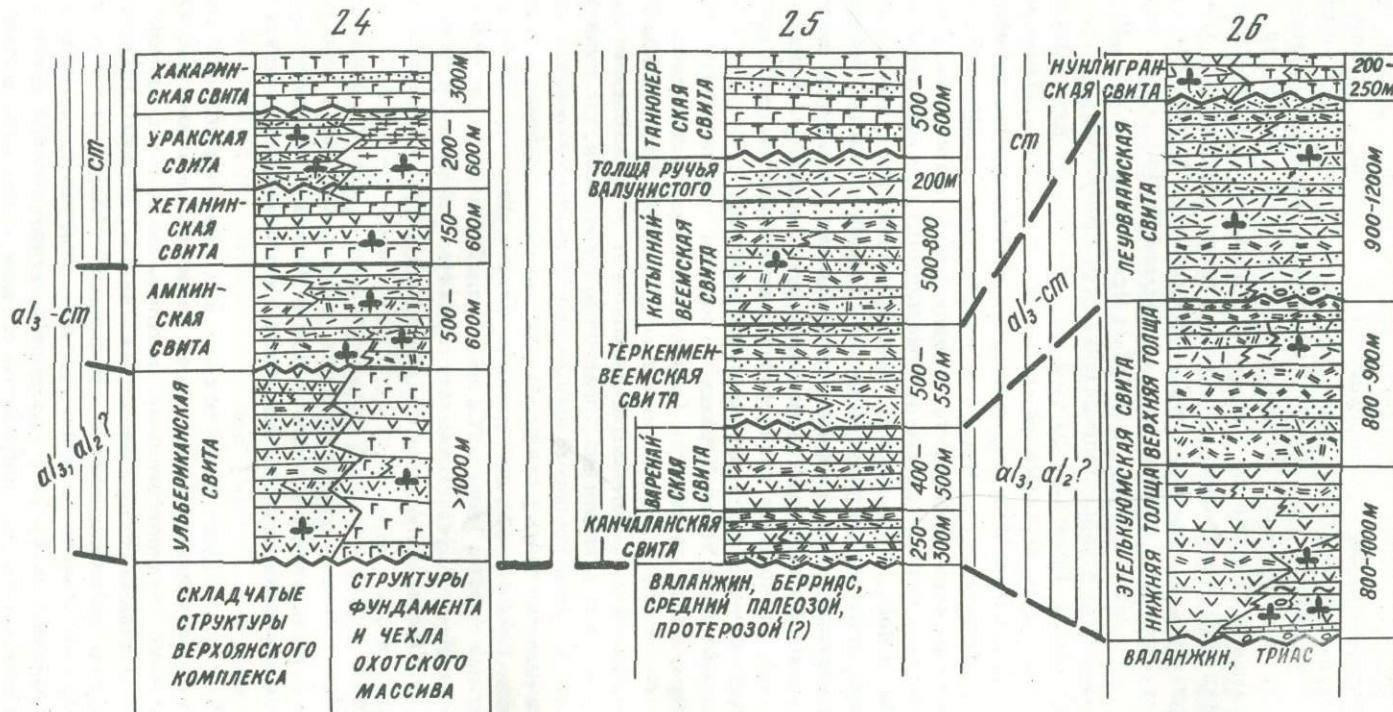


Рис. 11. Корреляция стратиграфических разрезов фланговых зон Охотско-Чукотского пояса
Условные обозначения см. на рис. 4

Know., *S. ex gr. ambigua* Heer, *S. cf. heterophylla* Velen., *Zizyphus* sp. indet., *Dicotylophyllum* sp. indet. (определения А.Ф. Ефимовой).

Уракская свита сложена игнимбритами и туфами липаритового, реже трахитового и трахилипаритового состава, среди которых постоянно встречаются витрофиры, туфобрекчи, изредка лавы того же состава, а также пачки туфопесчаников (500–600 м). Она ложится как на разные горизонты хетанинской свиты, так и на амкинскую свиту. Состав вулканических накоплений, выделяемых в уракскую свиту, несмотря на то, что везде преобладают светлые и пестроокрашенные игнимбриты и туфы, весьма непостоянен. Так, в пределах Уенминской кальдеры, расположенной на левобережье среднего течения р. Ульи, эти образования по своему химическому составу отвечают трахитам, кварцевым трахитам и трахилипаритам. В ряде других вулканоструктур породы липаритового, нередко ультракислого состава чередуются с вулканитами трахитового и трахилипаритового состава в самых различных количественных соотношениях. Остатки растений в отложениях уракской свиты встречаются крайне редко. Они обнаружены в нижнем течении р. Амки В.Г. Шейшаковой: *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* sp., *Metasequoia distica* (Heer) Miki, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., а также Р.Б. Умитбаевым в бассейне ручья Хакарин: *Cladophlebis arctica* (Heer) Krysht., *C. cf. frigida* (Heer) Sew., *C. acuta* (Font.) Krysht., *Cephalotaxopsis microphylla laxa* Holl., *Torreya gracillima* Holl. и в бассейне р. Секчи – *Podozamites ex gr. eichwaldii* Schimp., *Platanus cf. heerii* Lesq. (определения А.Ф. Ефимовой).

Хакаринская свита сложена преимущественно оливин-пироксеновыми, реже безоливиновыми базальтами, мощность которых обычно не превышает 300 м. Очень часто базалты залегают вне вулканоструктур оседания, сложенных хетанинской и уракской свитами; там они слагают останцы вулканических плато. В юго-западном направлении в породах хакаринской свиты, как и хетанинской и уракской, наблюдается некоторое повышение щелочности.

Сводный разрез вулканогенных образований восточной части Ульинского прогиба показан на рис. 11.

ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКАЯ ФЛАНГОВАЯ ЗОНА

В составе Восточно-Чукотской фланговой зоны различаются два крупных вулканических поля, одно из которых расположено в бассейнах верхнего течения рек Канчалан и Амгуэма (Канчалано-Амгуэмское), а второе занимает южную часть Чукотского полуострова. Сочленяются эти поля в районе залива Креста.

Между пос. Провидение и верховьем р. Эргувеем, а также в бассейне правых притоков р. Канчалан из-под вулканических покровов Охотско-Чукотского пояса обнажаются структуры Эскимосского массива (Белый, 1964), в строении которых участвуют глубоко метаморфизованные образования условно архейского возраста, маломощные слабо дислоцированные отложения среднего палеозоя, морские, реже континентальные толщи валайжина. Северным краем вулканические покровы наложены главным образом на складчатые триасовые образования Чукотских мезозоид. В юго-западной части Канчалано-Амгуэмское поле граничит со структурами северного окончания Анадырско-Корякской системы, но характер их соотношений не выяснен.

Общая последовательность вулканических накоплений в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны в целом сходна с той, которая наблюдалась в восточной части Ульинского прогиба, однако в строении разрезов конкретных участков обнаруживаются довольно явные отличия.

Сводный разрез южной части Канчалано-Амгуэмского поля (см. рис. 2, разрез 25), по данным А.Н. Легкова, Л.А. Бондарчука, Г.А. Решетова, М.В. Филимонова и Ю.С. Бермана, представляется в следующем виде.

Канчаланская свита – преимущественно дациты и их туфы, среди которых в подчиненном количестве постоянно встречаются вулканические породы липаритового и андезитового состава (250–300 м).

Варэнайская свита сложена андезитами и их туфами, а также дацитами, липаритами и пачками вулканогенно-осадочных пород (400–500 м).

Обе охарактеризованные выше свиты распространены главным образом на междуречье Тиэквеем–Канчалан. В западном направлении они выклиниваются, и разрез вулканических накоплений начинается с тэркенменвеемской свиты кислого состава. В бассейне правых притоков р. Кытыпнайвеем отложения этой свиты несогласно перекрывают морские слои валанжинского, берриассового и раннекаменноугольного возраста; она сложена преимущественно туфами плагиолипаритового и дацитового состава с горизонтами вулканогенно-осадочных пород (500–550 м).

Выше без видимого несогласия лежит кытыпнайвеемская свита – это туфы и туфобрекции андезитового и дацитового состава, туфопесчаники и туффиты (окрашенные в зелено-серый и красновато-фиолетовый цвет), среди которых наблюдаются лавы среднего и умеренно кислого состава. Мощность этих пород составляет 500–800 м. На левобережье верхнего течения р. Кытыпнайвеем в туфопесчаниках встречены многочисленные отпечатки *Cladophlebis cf. arctica* (Heer) Krysht., *Czekanowskia cf. rigida* Heer, *Elatocladus* sp. indet., *Pityophyllum* sp. indet., *Thuja* cf. *cretacea* (Heer) Newb., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. (определения А.Ф. Ефимовой).

На отдельных участках, главным образом на междуречье Тиэквеем–Амгуэма, на кытыпнайвеемской свите лежат пестроцветные кайнотипные игнимбриты, туфы и лавы кислого состава (до 200 м), выделяемые под названием толщи ручья Валунистого.

Следующая, танюрерская свита состоит из лав оливиновых и безоливиновых базальтов, реже андезито-базальтов и туфов основного состава; среди базальтов встречаются щелочные разности. В верхней части разреза свиты имеются горизонты (до 50 м) игнимбритов и туфов кислого состава. Танюрерская свита перекрывает несогласно все более древние образования; ее мощность достигает 500–600 м.

В районе залива Креста и в среднем течении р. Амгуэмы (см. рис. 2, разрез 26) находятся наиболее хорошо изученные и охарактеризованные органическими остатками разрезы Восточно-Чукотской фланговой зоны вулканогенного пояса. Они изучались С.В. Благодатским, В.К. Садаковым, Г.И. Богомоловым, З.П. Потаповой, С.Н. Калабашкиным. Сложный комплекс вулканогенных и континентальных вулканогенно-осадочных образований этого района большинство исследователей разделяет на три свиты: этелькуюмскую, леураамскую и нунлигранскую.

Этелькуюмская свита с резким угловым несогласием залегает на морских отложениях триасового и валанжинского возраста. В последних по-всеместно присутствуют окаменелости *Buchia* spp. По данным В.К. Садакова и Г.И. Богомолова, этелькуюмская свита разделяется на две толщи – нижнюю и верхнюю.

На ряде участков нижняя толща начинается вулканогенно-осадочными образованиями, мощность которых иногда достигает 500 м. Это преимущественно туфоконгломераты и туфопесчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и с линзами каменного угля. В этих отложениях собраны многочисленные остатки папоротников, цикадофитов, гинкговых, чекановских и хвойных: *Equisetites ramosus* Samyl., *Equisetites* sp., *Arctopteris rarineris* Samyl., *Birisia onychoides* (Vassil. et K.-B.) Samyl., *B. alata* (Prym.) Samyl., *Coniopteris* cf. *nymphaeum* (Heer) Vachr., *Onychiopsis elongata* (Geyler) Yok., *O. psilotoides* (St. et Webb) Ward, *Anomozamites* aff. *arctica* Vassil., *Taeniopteris lundgrenii* Nath., *Ctenis* sp. indet., *Heilingia* sp., *Nilssonia* sp., *Williamsonia* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. cf. lepida* Heer, *G. ex gr. huttonii* (Sternb.) Heer, *Baiera* cf. *polymorpha* Samyl., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *S. cf. angustiloba* (Héer) Fl., *S. pulchella* (Heer) Fl., *Phoenicopsis ex gr. speciosa* Heer, *Ph. ex gr. angustifolia* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Podozamites eichwaldii* (Schimp.) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. gramineus* Heer, *Pagiophyllum triangulare* Prym.,

Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nath., *Leptostrobus marginatus* Samyl., *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis borealis* Samyl., *C. aff. intermedia* Holl., *Cephalotaxopsis* sp., *Parataxodium* sp. (определения В.А. Самылиной, А.Ф. Ефимовой). Вулканогенно-осадочные образования замещаются в латеральном направлении и перекрываются туфобрекчиями, лавами и туфами андезитового и андезито-дацитового состава. Общая мощность охарактеризованной нижней части разреза этелькуюмской свиты 800–1000 м.

Верхняя толща этелькуюмской свиты распространена преимущественно на восточном побережье залива Креста. Это – туфы дацитового и липаритового состава, среди которых встречаются горизонты лав и игнимбритов, а также пачки туфопесчаников (800–900 м). В.К. Садаковым и Г.И. Богомоловым в них обнаружена ископаемая флора: *Birisia onychiooides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris cf. pumpharum* (Heer) Vachr., *Nilssonia orientalis* Heer, *Taeniopteris* sp. indet., *Ginkgo lepida* Heer, *Phoenicopsis angulifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Elatocladus cf. brevifolia* Font., *E. cf. curvifolia* (Dunk.) Nath., *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *Sequoia reichenbachii* (Gein) Heer. (определения А.Ф. Ефимовой, Г.Г. Филипповой).

Леурваамская свита с перерывом, нередко с горизонтами туфоконгломератов в основании лежит на этелькуюмской. Нижняя часть леурваамской свиты состоит из игнимбритов и туфов липаритового состава (до 600 м), в верхней преобладают пестроокрашенные туфы кислого состава, среди которых содержатся пачки туфопесчаников и отдельные горизонты игнимбритов и лав (300–600 м). Общая мощность пород леурваамской свиты 900–1200 м; в ней обнаружены многочисленные остатки растений: *Equisetum cf. arcticum* Heer, *Equisetum* sp. indet., *Asplenium* sp. indet., *Dennstaedtia tschuktschorum* Krysh., *Cladophlebis cf. acuta* (Font.) Krysh., *Taeniopteris* sp. indet., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. cf. huttonii* (Sternb.) Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pagiophyllum* sp. indet., *Elatocladus cf. smittiana* (Heer) Sew., *Araucarites* sp. indet., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* var. *succes-siva* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *C. anadyrensis* Krysh., *C. amguemensis* Efim., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Sequoia obovata* Knowlt., *S. subulata* Heer, *Metasequoia* sp. indet., *Torreya ex gr. gracillima* Holl., *Platanus* sp. indet., *Zizyphoides* sp. indet., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определения А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой).

К нунлигранской свите отнесены кайнотипные вулканиты основного и среднего состава, залегающие на разных частях разреза более древних вулканогенных толщ. Они распространены главным образом на водораздельных пространствах, слагая небольшие по площади поля, вероятно, эрозионные останцы некогда значительно более обширных покровов. Их мощность 200–250 м. По данным В.К. Садакова, в пределах таких полей в одних случаях наблюдаются преимущественно оливинсодержащие базальты, а в других – двупироксеновые андезиты и андезито-базальты; значительные различия в составе вулканитов позволяют полагать, что в данном районе к нунлигранской свите, возможно, отнесены образования, принадлежащие разным стратиграфическим горизонтам. По данным С.Н. Калабашкина на левобережье среднего течения р. Матачингай в основании двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов залегают туфы и туфопесчаники с отпечатками растений: *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Desmophyllum cf. magnum* (Samyl.) Samyl., *Protophyllum* sp., *Celastrophyllum* sp., *Magnolia* sp. (определения В.А. Самылиной).

Юго-восточнее на междуречье Эргувеем – Камынгангонвуам разрез вулканогенных образований, сходный с охарактеризованным выше, описан Г.И. Богомоловым и В.К. Садаковым (см. рис. 2, разрез 27).

1. Этелькуюмская свита (800–1000 м) – палеотипные андезиты, их туфы и туфобрекчи с небольшим количеством вулканитов умеренно кислого и кислого состава и линзами вулканогенно-осадочных образований, в которых содержатся отпечатки *Taeniopteris* sp., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* sp., *Pityophyllum staratschinii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой).

2. Леураамская свита (350–400 м) – пестроокрашенные игнимбриты, туфы и лавы липаритового, реже дацитового состава с маломощными пачками туфопесчаников и туффитов. На правобережье р. Леураам в нижней части разреза свиты обнаружены отпечатки растений: *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis aff. angustifolia* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Pityophyllum* sp. indet., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определения А.Ф. Ефимовой).

3. Завершается разрез вулканогенных образований андезитами и андезито-базальтами, относимыми к нунлигранской свите (150–200 м).

Схема корреляции описанных разрезов приведена на рис. 11.

В пределах Рэтемнейской вулканоструктуры, расположенной на междуречье Ямрамавеем – Сеутакан (см. рис. 2, разрез 28), согласно данным Г.И. Богомолова, также выделяются этелькуюмская и леураамская свиты. Первая из них разделена на две подсвиты и в целом так же построена, как и в районе залива Креста (разрез 26).

Две толщи выделены и в леураамской свите. Нижняя толща имеет мощность 300–650 м; состав ее сильно меняется в латеральном направлении. В северо-западной части вулканоструктуры она сложена туфами и лавами андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава (480–600 м); в западной и центральной частях преобладают туфы дацитов, появляются горизонты туфопесчаников и пачки туфов кислого состава (видимая мощность 250–300 м); наконец, в юго-западной и южной частях довольно широко распространены туфы андезито-базальтов, встречаются базальты.

Верхняя толща (250–300 м) начинается грубообломочными зелено-серыми туфами дацитов; в центральной части вулканоструктуры она сложена преимущественно игнимбритами и лавами липаритового и дацитового состава, а на крыльях – почти исключительно их туфами. На левобережье р. Вововээм Г.И. Богомоловым в 1967 г. были собраны: *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определения Г.Г. Филипповой). В 1971 г. Г.И. Богомолов, но уже на правобережье р. Вововээм собрал *Kolymella raeus-kii* Samyl. et Philipp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tchaunia* sp., *Cladophlebis acuta* (Font.) Krysh., *Cladophlebis* sp., *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Araucarites subacuta* Philipp., *Trochodendroides (?) microphylla* Philipp. (определения Г.Г. Филипповой).

Комплекс растительных остатков из второго местонахождения сходен с ископаемой флорой чаунской серии Центрально-Чукотского сектора и, по-видимому, свидетельствует о более древнем возрасте включающих его пород, чем леураамская свита в районах залива Креста и междуречья Эргувеем – Канмынангонвуваам.

В заключение следует отметить, что на ряде участков в южной части Чукотского полуострова с андезито-базальтами и андезитами, выделяемыми в нунлигранскую свиту, тесно ассоциируют игнимбриты и лавы лейкократовых субщелочных липаритов и трахилипаритов.

ВОЗРАСТ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАКОПЛЕНИЙ

Проблема возраста вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса сводится к решению по крайней мере трех главных взаимосвязанных задач. Первая из них состоит в установлении тех естественных стратиграфических поверхностей, которыми Охотско-Чукотский пояс может быть ограничен как единая структура, представляющая собой естественное крупное геологическое тело. Вторая заключается в определении возраста вулканических накоплений путем анализа палеонтологических и палеофитологических данных. Третья сводится к проведению возрастных корреляций конкретных стратиграфических подразделений в разных зонах и секторах Охотско-Чукотского пояса.

НИЖНЯЯ ВОЗРАСТНАЯ ГРАНИЦА ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАКОПЛЕНИЙ

В пределах внешней и фланговых зон подошва вулканогенного пояса прослеживается достаточно четко. В Анадырском секторе она совмещается с подошвой яблонской серии (саламихинской толщи), в Центрально-Чукотском – чаунской серии (алькаквуньской свиты) и угатынской свиты, в Пенжинском – окланской толщи, в Охотском – нараулийской и таватумской свит, в пределах Западно-Охотской фланговой зоны – ульбериканской свиты, а Восточно-Чукотской фланговой зоны – этелькуюмской и канчаланской свит.

До 1973 г. в качестве нижнего стратиграфического подразделения вулканических накоплений внешней зоны Охотского сектора принималась момолтыканская свита.

Новые данные о возрасте момолтыканская свита, полученные в районе хасынского угольного месторождения, заставляют, однако, пересмотреть этот вопрос. В бассейне рек Армани, Хна и Олы вулканогенные толщи, относящиеся к момолтыканская свите, отделены от покровов нараулийской свиты крупным перерывом (конец поздней юры – средний альб), превосходящим по длительности продолжительность формирования каждой из названных свит. По возрасту и условиям залегания момолтыканская свита четко параллелизуется с образованиями орогенного комплекса мезозой Яно-Колымской и Чукотской системы (Белый, 1971). При этом следует иметь в виду, что в некоторых районах Охотского сектора, по-видимому, все еще продолжают ошибочно относить к момолтыканская свите подвергшиеся региональной пропилитизации палеотипные андезито-базальты и базальты, которые, скорее всего, принадлежат нараулийской или таватумской свитам.

О положении подошвы вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса во внутренней зоне у геологов пока нет единого мнения. Достаточно широко распространено представление о том, что обнажающиеся здесь верхнеюрские-неокомские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи относятся к образованиям Охотско-Чукотского пояса (Аникеев, Титов, 1966; Аникеев и др., 1967; Геология СССР, т. XXX, 1970; Зaborовская и др., 1972). Это аргументируется обилием в отложениях указанного возраста субаэральных вулканитов известково-щелочного класса.

Очевидно, если строго следовать данному признаку, то к образованиям Охотско-Чукотского пояса пришлось бы относить также средне-нижнеюрские, триасовые и пермско-триасовые (?) толщи, обнажающиеся на полуостровах Тайгонос, Пьягина и Кони. Однако результаты исследований последних лет свидетельствуют о неправомерности подобных представлений. Как видно из описаний меловых образований внутренней зоны, здесь в верхних частях разреза нижнего отдела меловой системы почти повсеместно появляются невыдержаные по площади горизонты и толщи существенно континентальных молассоидных отложений. Выше них располагаются мощные вулканогенные толщи, выходы которых наиболее широко распространены в пределах внутренней зоны. Подошву именно этих образований, как мне представляется, и следует принять за нижнюю стратиграфическую границу (подошву) вулканических накоплений внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. Таким образом, в Анадырском секторе ей соответствует подошва березовской толщи и березогорской серии, в Пенжинском – чалбугчанской серии, на п-ове Тайгонос – явоямской толщи, в западной части п-ова Пьягина – пьягинской серии. Выше этой границы повсеместно развиты только наземные вулканогенные и очень редко – вулканогенно-осадочные образования; единственным исключением является средняя вулканогенно-осадочная часть березогорской серии, в которой встречен маломощный горизонт с морской фауной.

Ниже указанной границы субаэральные вулканические накопления всегда ассоциируют с морскими отложениями, а иногда полностью или почти полностью замещаются ими. Характерным компонентом данной части мезозойских образований внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса являются осадочно-вулканогенные толщи, претерпевшие региональную пропилитизацию и весьма сходные с формацией "зеленых туфов" островных вулканических дуг (Белый, 1968, 1969,

1971, 1974б,в; Белый, Милов, 1973; Некрасов, 1971). Развитие этого комплекса вулканогенных и осадочных пород связано с особой тектонической структурой, называемой мною Тайгоносской тектонической зоной.

Неравномерная изученность региона, неодинаковая полнота разрезов меловых отложений и разная степень насыщенности их органическими остатками, сохранность которых не всегда удовлетворительна, не позволяют пока с одинаковой достоверностью решать вопрос о возрасте нижней возрастной границы вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса во всех его районах. Наиболее благоприятными в этом отношении являются меловые образования в Анадырском и Пенжинском секторах. Для дальнейшего анализа и последующих из него выводов за основу принята разработанная В.А. Самылиной (1973, 1974а,б) схема корреляции нижнемеловых континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным.

В Айнахкургенской и Верхне-Пенжинской впадинах, а также в Ичигемском хребте выше горизонтов с морской фауной, возраст которой в данном районе Северо-Востока, согласно исследованиям К.В. и Г.И. Паракеповых (1973), не древнее среднего апта, лежат континентальные молассоидные толщи с обильными остатками растений хорошей сохранности. По систематическому составу эти комплексы ископаемых растений полностью аналогичны буор-кемюсской стратофлоре, которая, как показала В.А. Самылина (1974а,б), начала формироваться на границе апта и альба и развивалась до конца среднего альба.

Совершенно аналогичные комплексы ископаемых растений содержатся и в лежащих непосредственно выше вулканических накоплениях, относимых уже к образованием Охотско-Чукотского пояса: в саламихинской толще и ее стратиграфических аналогах (во внешней зоне Анадырского сектора) и в скальниковской толще чалбугчанской серии (во внутренней зоне Пенжинского сектора). Таким образом, в этих районах начало формирования вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса не может быть датировано точнее, чем возрастной интервал буор-кемюсской стратофлоры, т.е. нижний-средний альб. Однако если учесть большую мощность подстилающих молассоидных отложений и наличие отчетливого перерыва, а местами и несогласия между ними и вышележащими вулканогенными толщами, представляется возможным относить здесь начало формирования Охотско-Чукотского пояса к среднему альбу, может быть, к его верхней части. Это предположение согласуется с наличием остатков хвойных растений кайнотипного облика в отложениях предгорий толщи коячанской серии (*Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *Athrotaxopsis grandis* Font., *Parataxodium cf. jakutensis* Vachr. – *P. cf. wigginsii* Arnold et Lowth.) и в скальниковой толще чалбугчанской серии (*Ataucarites aff. anadyrensis* Krysht., *Elatocladus aff. gracillimus* (Holl.) Sveshn.).

Не древнее среднего альба можно датировать окланскую толщу во внешней зоне Пенжинского сектора и березовскую толщу во внутренней зоне Анадырского сектора.

Во внешней зоне Охотского сектора возрастные аналоги саламихинской и скальниковой толщ неизвестны. Нараялийская же свита не может быть древнее позднего альба. Во внутренней зоне Охотского сектора, на п-ове Тайгонос в явоямской толще флора не обнаружена. Но в непосредственно ее подстилающих угленосных отложениях рябинкинской свиты содержатся комплексы ископаемой флоры, сходные с буор-кемюсской (нижняя и средняя части) и топтанской (верхняя часть) стратофлорами. Стратиграфическое положение пьягинской серии и собранные в ней отпечатки растений не противоречат ее отнесению к альбу.

В Западно-Охотской фланговой зоне разреза вулканогенного пояса начинается ульбериканской свитой, которая в настоящее время по собранным в ней остаткам растений не может быть датирована точнее альба.

В Центрально-Чукотском секторе на междуречье Палываам-Пегтымель чаунская серия несогласно перекрывает морские валанжинские отложения и угленосную куквеемскую толщу, в которой содержатся остатки растений, сходные с силяпской стратофлорой аптского возраста (Вахрамеев, 1964; Самылина, 1973, 1974а). Состав ископаемых растений из алькаквуинской и угатынской свит существенно отличается от буор-кемюсской стратофлоры; его анализу отведено

специальное место. Здесь же следует отметить, что возраст алькаквуньской и угаткынской свит не древнее позднего альба.

На Чукотском полуострове этелькуюмская свита в ряде мест несогласно перекрывает морские валанжинские отложения. Многочисленная флора из вулканогенно-осадочных фаций нижней части разреза этой свиты имеет явное сходство с буор-кемюсской стратофлорой.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что формирование вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса началось в альбе. При этом заведомо верхнеальбские образования широко развиты в пределах его внутренней зоны, во внешней зоне Анадырского и, возможно, Пенжинского секторов, а также, по-видимому, во фланговых зонах. В Анадырском и Пенжинском секторах, где обнаружены наиболее полные и хорошо насыщенные флорой разрезы, имеются основания полагать, что нижняя граница вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса приходится на средний альб.

ВЕРХНЯЯ ВОЗРАСТНАЯ ГРАНИЦА И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАКОПЛЕНИЙ

Верхняя возрастная граница вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса не может быть установлена с той же определенностью, что и нижняя, ибо в большинстве случаев они не имеют четких стратиграфических перекрытий.

В Центрально-Чукотском, Анадырском и Пенжинском секторах разрезы вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса завершаются базальтами, выделяемыми соответственно в энмываамскую свиту, чуванскую и кургучанскую толщи. Остатки растений, собранные в вулканогенно-осадочных породах из энмываамской свиты и чуванской толщи, могут параллелизоваться лишь с аркагалинкой стратофлорой, возраст которой определяется В.А. Самылиной как сеноман. Это хорошо согласуется с установленным в 1975 г. И.Н. Котляром перекрытием базальтов энмываамской свиты морскими отложениями с обломками призматического слоя иноцерамов, которые коррелируются с верхнетурунскими-нижнесенонскими отложениями Пенжинского прогиба. Ранее всеми исследователями эти базальты относились к палеогену.

Мытдыкитская свита (Охотский сектор), по-видимому, также имеет сеноманский возраст. В настоящее время нет никаких прямых указаний на возраст хакаринской свиты Западно-Охотской фланговой зоны, а также базальтов нунли-гранской и танюнерской свит Восточно-Чукотской фланговой зоны. Однако их положение в структурах вулканогенного пояса и особенности петрологии не противоречат тому, чтобы по возрасту они сопоставлялись с энмываамской свитой и чуванской толщей. Таким образом, можно полагать, что излияния больших объемов базальтов ($23-24$ тыс. км³), которыми почти повсеместно заканчивается разрез вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса, произошли в сеноманско-время. Если в этом вопросе и допускается ошибка, то она незначительна, так как энмываамская свита, чуванская и кургучанская толщи составляют 61-62% этих базальтов.

Раньше всеми исследователями в состав Охотско-Чукотского пояса включалось и крупное Чинейвеемское поле, которое вдоль Анадырского глубинного разлома непосредственно граничит с образованиями эргываамской и энмываамской свит внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора. Но это поле вулканитов залегает непосредственно на верхнетурунских-нижнесенонских морских отложениях Пенжинского прогиба и по возрасту четко параллелизуяется с эпигеосинклинальными орогенным комплексами вулканических накоплений Анадырско-Корякской системы, а это свидетельствует о том, что Чинейвеемское вулканическое поле к Охотско-Чукотскому поясу не относится.

Заведомо моложе сеномана вулканиты уйканской толщи и кытыымской свиты (палеоген?) и, может быть, часть базальтов и андезито-базальтов Туromчинской вулканоструктуры; все они распространены во внешней зоне северо-восточной части Охотского сектора. К развитию Охотско-Чукотского пояса они не имеют

непосредственного отношения и связаны, по-видимому, с явлениями эпигеосинклинального орогенеза в Анадырско-Корякской системе.

Общий объем вулканических накоплений альбского и сеноманского возраста, отлагавшихся в пределах видимой части Охотско-Чукотского пояса (без учета акватории Охотского моря), оценивается в 1054–1055 тыс. км³, а объем базальтов середины позднего мела – начала палеогена (часть базальтов Турумчинской вулканоструктуры, уйканская толща и кытыймская свита) не превышает 400 км³. Величина эта ничтожно мала не только в сравнении с общим объемом альбских и сеноманских образований; она во много раз меньше и сеноманских базальтов (1,7% от объема последних). Следовательно, роль послесеноманских образований в пределах Охотско-Чукотского пояса весьма незначительна. Они распространены на сравнительно ограниченной площади и никак не влияют на особенности его общей структуры. Кроме того, от альб-сеноманского этапа они отделены интервалом времени, либо соизмеримым с длительностью последнего, либо намного более продолжительным.

Таким образом, из изложенного выше следует, что формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса происходило в довольно узком интервале времени. Начало его относится к среднему альбу, а окончание приходится, по-видимому, на первую половину сеномана, поскольку аркагалинская флора, характерная для самых верхних подразделений вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса, отличается систематическим составом и более древним обликом от валиженского и гребенкинского флористических комплексов (согласно решениям Stratigraphического совещания в Петропавловске-Камчатском 1974 г., отложения, заключающие эти флористические комплексы, датируются сеноманом – нижним туроном).

ВОЗРАСТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Еще недавно вопрос о границе нижнего и верхнего отделов меловой системы в разрезах вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса решался сравнительно просто (Геология СССР, 1970; Белый, 1961, 1969). Однако после исследований В.А. Самылиной (1967, 1973, 1974 а, б; Филатов, Самылина, 1966), установившей, что в районах Охотского побережья между буор-кемюсской и аркагалинской стратофлорами (в интервале времени, отвечающем, скорее всего, верхнему альбу) существовало еще две самостоятельные, последовательно сменявшиеся во времени стратофлоры, стало необходимым пересмотреть ряд прежних положений.

Нижняя стратофлора верхнего альба установлена в отложениях топтанской свиты, а верхняя – в отложениях арманской и зоринской свит. Особенности систематического состава и филогении стратофлор конца раннего и начала позднего мела рассмотрены в работах В.А. Самылиной (1967, 1973, 1974 а, б). Представления В.А. Красилова (1975) о возрасте этих флористических комплексов не обсуждаются, так как находятся в явном противоречии с общепринятыми геологическими фактами.

Для правильного понимания границы нижнего и верхнего мела в конкретных районах вулканогенного пояса и для интерпретации новейших данных о флоре чаунской серии Центрально-Чукотского сектора необходимо привести краткую характеристику общего состава арманской и аркагалинской флор, а также обратить внимание на специфику нахождения в разрезах растительных остатков арманской стратофлоры.

"Арманская флора отличается своеобразным сочетанием ранне- и позднемеловых элементов. Наиболее часто встречаются папоротник *Birisia ochotensis* Samyl. и хвойные роды *Podozamites*, *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*... Вместе с этими растениями в арманской флоре присутствует ряд видов, известных из буор-кемюсской, омсукчанской и топтанская свит...: *Arctopteris kolymensis* Samyl., *Asplenium popovii* Samyl., *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pagiophyllum triangulare* Prun., *Ranunculicarpus quinquecarpellatus* Samyl." (Самылина, 1973, стр. 55).

Некоторые виды арманской флоры присутствуют в нижнемеловых отложениях Гренландии и Северной Америки: *Cladophlebis virginensis* Font., *Acrostichopteris longifolia* Font., *Lobifolia holttumi* (Sew.) Rasskaz. et E. Lebed., *Celastrophyllum latifolium* Font. Широко распространены в составе арманской флоры *Asplenium dicksonianum* Heer, *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., появляющиеся лишь во второй половине раннего мела. Наряду с уже отмеченными, характерными для кайнофита *Cephalotaxopsis* и *Sequoia*, здесь также встречаются *Thuja cretacea* и широко распространены двудольные: *Populites*, *Menispermites*, *Protophyllum*, *Dalbergites*, *Leguminosites*, *Acer*, *Rhamnites*, *Zizyphus*, *Cissites*, *Aralia*, *Hedera*, *Viburnum*.

Как установила В.А. Самылина, в арманской и нараулийской свитах остатки растений, характерные для мезо- и кайнофита, в одном и том же слое или пачке совместно не встречаются. Но в разрезах всегда (или почти всегда) можно наблюдать, что слои и пачки с отпечатками растений столь различного облика многократно чередуются между собой. Такой характер распределения растительных остатков пока еще не получил вполне удовлетворительного объяснения. Можно полагать, что где-то в самом конце раннего мела (или на границе раннего и позднего мела) растительные сообщества были резко дифференцированы. И даже незначительные изменения условий среды приводили к периодическим сокращениям ареалов одних сообществ и расширениям других. Так или иначе, но пока не были установлены эти особенности размещения остатков растений в арманской и нараулийской свитах, в стратиграфических построениях и при геологическом картировании отдельных районов нередко допускались серьезные ошибки.

В аркагалинской флоре доминирующую роль играют хвойные кайнофитного облика; чрезвычайно широко распространены различные виды *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., очень часто встречаются *Metasequoia disticha* (Heer) Miki. Постоянно присутствуют реликтовые формы, главным образом чекановские (*Phoenicopsis ex gr. angustifolia* – *Ph. steensrumpii*, *Czekanowskia rigida*) и гинкговые (*Ginkgo ex gr. lepida*, *Sphenobaiera aff. longifolia*). Отмечаются находки *Hausmania*, но характерные папоротники буор-кемюсской и омсукчанской, топтанской, арманской и зоринской свит (*Arctopteris*, *Coniopteris*, *Tchaunia*) и цикадофиты в ней не встречаются. Своеобразен состав двудольных аркагалинского флористического комплекса. Наиболее характерным компонентом является водное растение *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh.; сравнительно часто встречаются *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry и мелколистственные формы двудольных, по мнению В.А. Самылиной (1962), сходные с таковыми из буор-кемюсской свиты. Тем не менее отсутствует большинство крупнолистенных форм, столь характерных как для более древнего арманского, так и для более молодого гребенкинского комплексов флоры.

В результате геологического картирования и специальных стратиграфических исследований собран достаточно большой материал, свидетельствующий о том, что в вулканических накоплениях чаунской серии Центрально-Чукотского сектора заключен комплекс ископаемых растений, существенно отличающийся от уже известных и отмеченных выше стратофлор. Систематический состав остатков растений во всех пяти свитах чаунской серии (алькаквунаской, каленъмуваамской, пыкарваамской, вороньинской¹ и коэкунульской) одинаков.

Характерными элементами чаунского комплекса² являются: 1) папоротники *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tch. lobifolia* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis grandis* Samyl., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Coniopteris dicksonioides* Samyl., *C. aff. birenata* Samyl., *Birisia ochotica* Samyl.; 2) цикадофиты – *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Ctenis ex gr. yokoyamai* Krysh. et Pryn., *Ctenis* sp.;

¹ Включая и интекинскую толщу.

² Здесь приводятся лишь те формы, которые были определены В.А. Самылиной, а также А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой при участии В.А. Самылиной и Н.Д. Василевской.

3) гинкговые и чекановские - *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* cf. *longifolia* (Pom.) Fl., *S. cf. pulchella* (Heer) Fl., *Phoenicopsis angustifolia* Heer; 4) хвойные - *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Araucarites subacutus* Philipp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. borealis* Samyl., *Sequoia cf. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Thuja* sp. (в воронинской свите - *Thuja cretacea* (Heer) Newb.; 5) двудольные - *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Trochodendroides (?) microphylla* Philipp., а также *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl. Кроме того, более или менее часто встречаются: *Kolymella raevkii* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis tshuktschorum* Philipp., *C. cf. argutula* (Heer) Font., *Sagenopteris cf. variabilis* (Velen.) Velen., *Heilungia cf. udensis* Koshman., *Heilungia* sp., *Ginkgo ex gr. lepida* Heer, *Sphenobaiera flabelata* Vassil., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Podozamites* sp., *Pagiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *Parataxodium neosibiricum* Sveshn. et Budants., *Zizyphoides* sp., *Cinnamomoides ievlevii* Samyl.

А.Ф. Ефимовой отмечались папоротники, сходные с *Coniopteris nympharum* (в воронинской и пыкараамской свитах), *Coniopteris compressa*, *Cladophlebis denticulata*, *C. sangagensis* (в воронинской свите), а Г.Г. Филипповой - *Arctopteris cf. kolymensis* Samyl. (в пыкараамской свите - по сборам В.Г. Бубенникова в 1966 г.).

По стратиграфическому положению чаунская серия может датироваться только альбом. Однако флористический комплекс чаунской серии отличается от известных альбских стратофлор Северо-Востока СССР (Самылина, 1974а) и от ископаемых флор Северной Аляски (Smiley, 1969 а, б). Главное общее отличие состоит в том, что в качестве характерного элемента он содержит *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., растение, не известное ни в одном из альбских комплексов смежных регионов и считающееся типоморфным для позднемеловых флор Восточной Азии (Криштофович, 1958б; Самылина, 1962). Кроме того, в чаунском комплексе довольно широко распространен новый вид - *Trochodendroides (?) microphylla* Philipp., также пока не установленный в хорошо изученных альбских флорах Северо-Востока СССР и Аляски.

Чаунский комплекс отличается значительным разнообразием папоротников по сравнению с флористическими комплексами арманской и зоринской свит, причем среди них присутствуют формы, характерные для буор-кемпосской и омсукчанской флор. Широкое распространение во флоре чаунской серии представителей рода *Tchaunia* и наличие *Birisia ochotensis* Samyl. свидетельствует в пользу сближения этой флоры с флорами арманской и зоринской свит. В то же время от указанных флор чаунский флористический комплекс отличается довольно многочисленными находками *Ctenis*, а также *Heilungia*. В этом отношении характеризуемая флора сходна с позднеальбской флорой из слоев Lower Killik Tongue формации чэндлер Северной Аляски (Smiley, 1969 а, б), возраст которой контролируется находками морской фауны.

По общему составу гинкговых и чекановских чаунский комплекс больше сходен с альбскими флорами, чем с аргакалинской, в которой многие виды этих растений присутствуют как реликты. По обилию и разнообразию состава чаунский комплекс ближе всего стоит к арманскому. Причем тот и другой не содержат *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, присутствующей в аргакалинском флористическом комплексе. Состав хвойных растений чаунской флоры больше сходен с хвойными из верхнеальбских-нижнесеноманских слоев Upper Killik Tongue Аляски, нежели с хвойными нижележащих слоев Lower Killik Tongue (Smiley, 1969 а, б).

В особенностях распределения растительных остатков обнаруживаются определенные черты сходства между чаунским и арманским флористическими комплексами. Так, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. встречается по всему разрезу чаунской серии, но в конкретных местонахождениях она присутствует либо одна, либо в сообществе с растениями кайнотипного облика. Только в одном месте совместно с ней обнаружен папоротник *Coniopteris aff. bicrenata* Samyl. (см. рис. 6, местонахождение 18). Все остальные растения встречаются друг с другом в самых различных сочетаниях. Небезынтересно, что находки

Queteuxia angulata обычны в периферических частях Пегтъмельского вулкано-тектонического прогиба (см. рис. 6) и, как правило, приурочены к тонкослоистым пепловым туфам, чередующимся с туфопесчаниками, туфоалевролитами и их углистыми разностями, т.е. к фациям локальных водоемов, скорее всего, озерного типа. Цикадофиты и папоротники *Tchaunia* в подавляющем большинстве встречаются в центральной части вулкано-тектонической структуры и в относительно грубоэзернистых накоплениях.

Как известно, форма, очень близкая к *Queteuxia angulata*, встречена в аптских отложениях Португалии (Самылина, 1962; Основы палеонтологии, 1963). Можно полагать, что на востоке Азии *Queteuxia angulata* впервые появилась в районах Центральной Чукотки, вероятно, в позднем альбе, но обитала в условиях, существенно отличных от тех, где господствовали растения мезофитного облика.

Время существования чаунского флористического комплекса, по-видимому, было весьма непродолжительным. Как показали исследования, проведенные Р.Л. Смитом и Р.А. Бейли (Smith, Bailey, 1969), большие объемы (200-2000 км³) пирокластических накоплений кислого и умеренно кислого состава (игнимбритов) и связанные с ними кальдерные обрушения формируются "мгновенно", менее чем за 10 лет. Общий объем вулканитов алькаквуньской, каленъмуваамской, пыкарваамской и вороньинской свит, отлагавшихся в пределах Пегтъмельского вулкано-тектонического прогиба, оценивается в 40000 км³. Из них не менее 75% составляют тела игнимбритов больших объемов, образование которых, по существующим оценкам, вполне могло произойти в интервалы времени общей продолжительностью 150-1500 лет. Безусловно, кратковременные катастрофические извержения могли быть отделены друг от друга промежутками времени, в десятки, сотни и тысячи раз превосходящими их продолжительности. Но отсутствие ясных следов размытия и крупных горизонтов грубобломочных вулканогенно-осадочных образований в разрезах чаунской серии свидетельствует о том, что периоды ослабленной вулканической деятельности и аккумуляции (когда возникал растительный покров) были в масштабах геологического времени сравнительно кратковременными, и различные местные растительные сообщества, по-видимому, не " успевали смешиваться".

После определения главных особенностей руководящих флористических комплексов конца раннего и начала позднего мела попытаемся наметить положение границы нижнего и верхнего отделов меловой системы и уточнить возраст некоторых конкретных стратиграфических подразделений.

В Центрально-Чукотском секторе к сеноману (скорее всего, к нижней его части) относятся эргываамская и энмываамская свиты. Коэквуньская свита в нижней части разреза содержит растительные остатки, характерные для чаунского флористического комплекса. Ее верхняя часть флорой не характеризована. Поэтому можно допустить, что свита в целом формировалась в интервале времени, отвечающем концу альба - самому началу сеномана. Возраст утатынской, алькаквуньской, каленъмуваамской, пыкарваамской и вороньинской свит и интекинской толщи соответствует, вероятно, второй половине позднего альба.

В Анадырском секторе, по-видимому, на рубеже альба и сеномана формировались еропольская толща и ее стратиграфические аналоги. Флора, подобная аркагалинской, здесь появляется лишь в халанкинской толще, которая частично фациально замещает и частично перекрывает верхнюю часть разреза еропольской толщи. Доверхнеальбский возраст имеют саламихинская и березовская толщи и, возможно, низы березогорской серии. Большая же часть березогорской серии, по-видимому, относится к позднему альбу и самому началу сеномана.

В Пенжинском секторе граница нижнего и верхнего отделов меловой системы проводится по подошве шайбовеемской толщи (внешняя зона) и кубавеемской толщи (внутренняя зона). К среднему альбу в этом секторе относятся скальникская толща чалбугчанской серии и, может быть, окланская толща.

На территории Охотского сектора к сеноману могут быть отнесены ульянская, ольская и мыгдыкитская свиты, а также аганская, туромчинская и хайчанская.

Таблица 1

Схема возрастной корреляции вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса

толщи. Спокойнинская, хольчанская и наяханская свиты, а также кремлевская толща, судя по содержащимся в них остаткам растений, формировались где-то в самом конце альба – начале сеномана. Вероятно, такой же возраст имеет и вархаламская толща. Во внешней зоне вулканиты доверхнеальбского возраста, по-видимому, отсутствуют или малочисленны. Во внутренней зоне вулканические накопления этого возраста по ряду признаков имеют относительно широкое распространение.

Обильная флора, собранная в амкинской свите Западно-Охотской фланговой зоны, обладает чертами сходства как с арманской, так и с аркагалинскими стратофлорами. Поэтому возраст свиты датируется концом альба – началом сеномана. К сеноману относятся хетанинская, уракская и хакаринская свиты. Уточнить возраст ульбериканской свиты и ее стратиграфических аналогов в пределах альба по имеющимся материалам в настоящее время нельзя.

На Чукотском полуострове, возможно, лишь нижняя часть этелькумской свиты имеет доверхнеальбский возраст, тогда как главная часть вулканических накоплений свиты относится к верхнему альбу. Вероятно, верхнеальбскими являются вулканиты, которые в бассейне р. Канэнмываам отнесены Г.И. Богословым к леурваамской свите. В остальных же районах возраст леурваамской свиты определяется как самый конец альба – первая половина сеномана. Также, по-видимому, следует датировать и тэркенменвеемскую свиту Канчалано-Амгуэмского поля. К сеноману может быть отнесена кытышнейвеемская свита; условно сеноманом датируются тюнгерская и нунлигранская свиты.

Общая схема возрастной корреляции вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса приведена в табл. 1.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАКОПЛЕНИЙ

Подведем некоторые итоги, используя результаты подсчета площади и объемов вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса:

1. Формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса происходило в течение конца среднего альба – первой половины сеномана. Объем вулканических накоплений, отложенных в пределах видимой части Охотско-Чукотского пояса (только в пределах суши и с минимальным учетом эродированных площадей) оценивается в 1054–1055 тыс. км³.

2. Заведомо сеноманские образования (в соответствии с принятыми возрастными границами) составляли около 94 тыс. км³, т.е. примерно 8,9% общего объема вулканических накоплений, отложенных в пределах видимой части Охотско-Чукотского пояса.

3. По максимальным оценкам объем доверхнеальбских вулканов достигал 256–257 тыс. км³, т.е. 24,3%.

4. Подавляющая часть вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса (66,8%) формировалась в течение позднего альба (509 тыс. км³) и самого конца альба – начала сеномана (195 тыс. км³), т.е. промежуток времени, ориентировочно отвечающий 3,0–3,5 млн. лет (по шкалам Van Eysinga, 1972 и Афанасьева, Зыкова, 1975).

Возраст вулканитов Охотско-Чукотского пояса радиологическими методами специально не изучен. За 1970–1975 гг. калий-argonовым методом в лаборатории абсолютного возраста СВКНИИ проанализировано около 250 проб, отобранных в разных районах различными исследователями. Проверка геологической и петрографической представительности каменного материала не проводилась. Для 20% проб получены цифры 110–90 млн. лет, а для остальных – 90–60 млн. лет. Расхождение геологических и имеющихся радиологических датировок требует специальных исследований.

5. Учитывая территорию, скрытую под водами Охотского моря, площадь вулканогенного пояса ориентировочно составляет около 500 тыс. км², а объем вулканических накоплений – 1220–1230 тыс. км³. Из них на внутреннюю зону

приходится 116 тыс. км² и 550–555 тыс. км³, на внешнюю зону – 218 тыс. км² и 370–375 тыс. км³, на фланговые зоны – 166 тыс. км² и 300–305 тыс. км³

Приведенные цифры характеризуют лишь ту часть продуктов вулканизма, которая отложилась примерно в современных границах Охотско-Чукотского пояса. Количество вулканического материала, рассеянного в процессе извержений и вынесенного за его пределы, здесь не учтено.

По подсчетам Е.К. Мархинина (1967), на Курильских островах на дневную поверхность ежегодно поступает 0,08 км³ твердого ювенильного вулканического материала; 95% этого количества отлагается за пределами вулканов (не совсем ясно, какая часть этого материала идет на формирование вулканогенных толщ в границах Курильской дуги и какая рассеивается за ее пределами). Очевидно, такой поправочный коэффициент неприемлем для оценки объема вещества, вынесенного в процессе формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: этому противоречит вся совокупность геологических фактов, установленных как для вулканогенного пояса, так и для смежных тектонических зон. Наибольшей интенсивности вулканизм Охотско-Чукотского пояса достигал в конце альба и самом начале сеномана. В пределах Пенжинского и Центрально-Чукотского секторов и Восточно-Чукотской фланговой зоны объем вулканических накоплений этого возраста оценивается в 420 тыс. км³. В смежной Анадырско-Корякской системе морские отложения этого же возраста прослежены достаточно четко. Предположив, что все они – продукты вулканизма, приняв (исходя из максимальных значений в различных районах) их среднюю мощность 1,2 км, и считая, что они были распространены на всей территории Анадырско-Корякской системы, получим цифру ~ 360 тыс. км³. Это максимально возможное значение выноса вулканического материала на юго-восток и юг в соответственный этап развития вулканогенного пояса и Анадырско-Корякской геосинклинальной системы. Несомненно, какая-то часть вулканического материала распространялась также на территории мезозоид и Омолонского массива, но здесь неизвестны сколько-нибудь значительные стратифицированные геологические тела этого возраста, образование которых можно было бы связывать с поступлением вулканического материала из Охотско-Чукотского пояса. По-видимому, в целом разумно допускать, что максимальное количество рассеянного вулканического материала не превышало объема вулканических накоплений, отлагавшихся в границах Охотско-Чукотского пояса.

С учетом предлагаемой поправки в пределах Охотско-Чукотского пояса в среднем извергалось в течение одного года 0,36 км³ вулканического материала, а в позднем альбе – начале сеномана – 0,46 км³. Это соответственно в 4,5 и примерно 6 раз превышает среднегодовой объем извержений в пределах Курильских островов на современном этапе развития.

ГЛАВА III

Структуры вулканических полей Охотско-Чукотского пояса

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ И ЗАДАЧАХ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе геологического картирования и тематических исследований вулканических полей Охотско-Чукотского пояса установлено, что особенности их строения не могут быть описаны и систематизированы в рамках известных схем классификации структур вулканического происхождения. Причиной этому является не только неполнота современных знаний структур вулканических полей и различия в построениях разных схем классификации, но и, что весьма важно, существенные пространственные и возрастные различия конкретных объектов исследований.

Основоположник отечественной палеовулканологии А.Н. Заварецкий (1947 а, б) подчеркивал отличие этой новой области геологических знаний от собственного вулканологии, получившей довольно широкое развитие в первой половине нашего века. Выдвинутые А.Н. Заварецким положения были развиты и конкретизированы И.В. Лучицким, показавшим, что если вулканология изучает главным образом новейшие процессы, то исследованию палеовулканологии "доступны лишь геологические тела, возникшие в результате вулканической деятельности... Следовательно, палеовулканология отличается от вулканологии не только предметом, но и основным методом исследования, и, соответственно, задачами, которые перед ней выдвигаются" (Лучицкий, 1971, т. 1, с. 8).

Действительно, в областях современного вулканизма наблюдаются прежде всего элементы вулканического рельефа (вулканические конусы, плато, кальдеры) и процессы их формирования. Именно они и составляют основу всех известных схем классификации вулканических форм, подробный обзор которых приводится в монографии И.В. Лучицкого.

Генетические признаки имеют ведущее значение в таких наиболее глубоких разработках классификаций, как у А. Штюбеля (Stübel, 1903), К. Шнейдера (Schneider, 1911), Р. Дэли (Daly, 1933), Г. Клооса (Cloos, 1936) Р. Зондерса (Sonder, 1937), Р. Ван Беммелена (Van Bemmelen, 1949) и А. Ритмана (Rittmann, 1960). Особенно большая роль им придается в специальных схемах классификации кальдер (Williams, 1941; Владавец, 1944; Мархинин, 1964; MacBirney, Williams, 1969), когда их различные типы предлагаются выделять в зависимости от динамики вулканического очага (Владавец, 1944; MacBirney, Williams, 1969), т.е. в зависимости от таких явлений, которые никогда не подлежали и не могут подлежать непосредственному наблюдению, а лишь воссоздаются по косвенным признакам. Кальдеры любого происхождения, согласно наиболее распространенным определениям этих авторов (например, Williams, 1941; Владавец, 1944, 1947; Мархинин, 1964), представляют собой геоморфологически четко выраженные циркообразные или округлые котловины, возникшие в результате провалов вулканических сооружений, а иногда и почти прилегающей к ним местности; они почти всегда окружены обрывистыми стенками (обычно остатками относительно более древних вулканов) и имеют более или менее ровное дно, сложенное обрушившимися горными породами. Из таких определений следует, что кальдеры обычно понимаются как формы рельефа, а не геологические тела. Но палеовулканологу, сталки-

вающемуся с кальдерными структурами прошлых геологических эпох, необходимо четко различать по крайней мере два главных типа геологических тел: 1) кальдерные обрушения – то, что существовало на месте будущей кальдеры до кальдерообразования и обрушилось, и 2) кальдерные заполнения – то, что либо формировалось в кальдерах почти синхронно с обрушением, либо длительно накапливалось в понижениях палеорельефа.

Современные методы и типы палеовулканологических реконструкций, рассмотренные во втором томе монографии И.В. Лучицкого (1971), довольно разнообразны и зависят от степени изученности и непосредственных задач исследований. Достаточно серьезные теоретические исследования, основанные на анализе большого фактического материала, касаются прежде всего проблем корневых систем вулканов, тафономии древних вулканических сооружений, их структурной позиции, различных способов систематики вулканогенных формаций. В то же время вопросы внутреннего строения древних вулканических полей и типизации структурных форм геологических тел вулканического происхождения разработаны еще крайне слабо.

Так, например, внутреннее строение четвертичных вулканических плато в настоящее время по существу неизвестно. Характерно, что даже в такой высокоактивной вулканической зоне, как Восточно-Камчатская, основная часть продуктов извержений приходится не на вулканические конусы, а рассредоточена вокруг них, образуя накопления, происхождение которых связано с деятельностью разных вулканов. Структуры формирующейся таким образом современной вулканогенной толщи на Камчатке неясны. Но очевидно, что по завершении процесса развития вулканогенной толщи основной интерес будут представлять именно эти структуры, ибо характерные геоморфологические элементы (вулканические конусы и кальдеры) утратят свое ведущее значение. Согласно последним данным (Мелекесцев, 1965; Мелекесцев и др., 1971), известные в этой зоне конусы потухших и в разной степени разрушенных вулканов имеют возраст не древнее второй половины среднего плейстоцена. За истекший промежуток времени (до голоцене включительно) здесь установлено не менее четырех поколений вулканических конусов, т.е. период развития вулкана и существования вулканического конуса как геологического тела оказывается крайне незначительным.

С полным основанием можно констатировать, что на сегодняшний день структурные аспекты палеовулканологии ограничиваются главным образом данными о строении и развитии кольцевых магматических комплексов, в которых обнаруживаются тесные парагенетические сочетания вулканических накоплений, порфировых (субвулканических) и полнокристаллических интрузивных тел.

Преимущественное развитие и наиболее совершенное выражение эти структуры получили на платформах (Билибин, 1947; Кравченко, Власова, 1962; Баддингтон, 1963; Свешникова, 1968; Когп, Martin, 1953; Oftedahl, 1959) и в зонах древних палеозойских складчатостей (Баддингтон, 1963; Свешникова, 1968; Steward, 1965), где они всегда имеют более молодой возраст, чем складчатый метаморфизованный фундамент. В составе орогенных эпигеосинклинальных комплексов такие кольцевые структуры имеют, по-видимому, подчиненное значение по сравнению с другими формами проявлений магматизма. Они встречаются либо в пределах относительно более жестких тектонических элементов, либо возникают на поздних стадиях эпигеосинклинального орогенеза (Рудич, 1959; Монич и др., 1960; Авдеев, 1965, 1969). Изучение кольцевых магматических комплексов сыграло большую роль в развитии представлений о вулкано-плутонических ассоциациях (Устиеv, 1963а, б; Баддингтон, 1963).

Анализируя эволюцию кольцевых магматических комплексов, большинство исследователей пришли в выводу, что их формирование сопровождалось обрушением кровли магматических очагов и образованием отрицательных структур кальдерного типа. Не пытаясь ставить под сомнение правомерность этих схем, интересных и важных для понимания развития процессов в кольцевых комплексах, необходимо отметить, что попытки интерпретировать их в качестве

аналогов современных кальдер, находящихся на разных уровнях эрозионного среза (Авдеев, 1965; Зубин и др., 1971; Elston, 1969), нельзя принять безоговорочно: во-первых, кальдеры современных вулканических дуг и отмеченные кольцевые магматические комплексы соответствуют различным историко-геологическим стадиям развития структур земной коры; во-вторых, в современных вулканических областях внутренняя структура кальдерных обрушений достоверно пока не изучена. В этой связи интересно замечание Э. Рагена, по мнению которого, кольцевые субвулканические комплексы – это "существенно иные структуры, чем обычные кальдеры проседания некоторых вулканических областей" (Раген, 1972, с. 238).

Большое значение для углубления представлений о структурах вулканических полей прошлых геологических эпох имеют исследования К.Д. Брэнча (Branch, 1966, 1967 а, б) в Австралии, Л.Н. Шарпенок (1971) в Казахстане.

Среди верхнепалеозойских магматических образований Северного Квинсленда К.Д. Брэнч различает обычные кольцевые комплексы, формирование которых, как он полагает, было связано с развитием кальдер обрушения, а также более крупные и многочисленные структуры кальдерообразных оседаний (*cauldron subsidence*), заполненные большими объемами кислых спекшихся туфов (игнимбритов). В поперечных разрезах они имеют форму односторонне выпуклых линз, усложненных системами ступенчатых дуговых и линейных разломов. Структуры, подобные этим кальдерообразным оседаниям, в областях современного вулканализма в литературе еще никем не были описаны.

Л.Н. Шарпенок на примере детальных исследований северо-западной части Токрауского синклиниория в Казахстане предложила различать вулканические, вулкано-плутонические и плутонические кольцевые магматические структуры. Первые из них, наиболее крупные (50–100 км в поперечнике), представляют собой мульды, заполненные вулканическими накоплениями, они возникали, согласно автору, вследствие плавного прогибания кровли периферических магматических очагов. Вулкано-плутонические структуры состоят из центральных мульд (15–30 км в поперечнике) и окружающих концентрических систем дуговых даек, некков и гранитоидных массивов; предполагается, что формирование этих структур происходило при широком развитии процессов обрушения блоков кровли в периферические магматические очаги. Наконец, плутонические кольцевые структуры (менее 20 км в поперечнике) состоят из центрального гранитного plutона, с которым сопряжены полукольцевые системы субвулканических интрузий, некки и многочисленные дайки, а иногда – мелкие пологие мульды, заполненные вулканитами. Происхождение этих структур связано главным образом с процессом обрушения кровли периферических очагов. Л.Н. Шарпенок указывает, что перечисленные типы структур закономерно сменяли друг друга во времени, т.е. отвечали разным стадиям эволюции орогенного магматизма Токрауского синклиниория.

В последнее время широкое развитие получили региональные палеовулканологические исследования (Фремд, Каменский, 1963; Кошкин, 1964; Коптева, 1964, 1970; Зейлик, 1964; Сравнительная палеовулканология..., 1966; Журавлев, 1967; Федоров, 1968; Дворцова, 1969; Розенкранц, 1970; Вулканические пояса и зоны..., 1970; Фремд, 1972; Фремд, Рыбалко, 1972; Рыбалко, 1972).

Наиболее значительные работы в этом направлении принадлежат Г.М. Фремду и В.И. Рыбалко, которые в вулканических областях прошлого предлагают выделять собственно вулканические и вулкано-тектонические структуры. К числу первых они относят "руины вулканов" и их ассоциации (например, "вулканические хребты"); древние вулканы разделяются в зависимости от состава вулканических пород и типов извержений. Среди вулкано-тектонических структур выделяются отрицательные и положительные формы: первые из них подразделяются на вулкано-тектонические депрессии, кальдеры оседания и полигенные вулкано-тектонические структуры, вторые – на вулкано-купольные структуры и вулканические горсты. В свою очередь, в каждой из названных структурных категорий выделены еще мелкие подразделения.

Эта схема представляет несомненный интерес, но все же обоснована она недостаточно. Не вполне ясно, в каких конкретных соотношениях находятся вулканические и вулкано-тектонические структуры (особенно это касается "руин вулканов" и положительных вулкано-тектонических структур). Вызывает возражение правомерность применения термина "кальдера" к большинству из рассматриваемых авторами отрицательных структур, а использование термина "очаговая кальдера" вообще вряд ли возможно.

Общее состояние теории палеовулканологии и личные многолетние исследования в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе привели меня, как и многих других геологов, к необходимости специального, направленного изучения структур вулканических полей и выделения наиболее характерных форм геологических тел, которые в наибольшей мере отражали бы особенности строения этого своеобразного тектонического элемента. В процессе наших исследований оказалось целесообразным различать вулканоструктуры и вулкано-тектонические структуры. Эмпирически установленные общие признаки их могут быть определены следующим образом.

Вулканоструктуры – это образованные вулканитами и ассоциирующими с ними интрузивами структуры, в которых пространственное сонахождение, форма и особенности внутреннего строения слагающих их тел вулканического происхождения взаимосвязаны между собой. Вулканоструктуры имеют первично вулканическое происхождение. Среди них преобладают изометричные в плане формы.

Вулкано-тектонические структуры – это такие совокупности вулканогенных и интрузивных пород и отдельных вулканоструктур, пространственное сонахождение и форма которых определяются прежде всего тектоническими нарушениями. Обычно вулкано-тектонические структуры имеют линейную или близкую к линейной форму, которая обусловлена системами разломов глубокого заложения.

Выделение и понимание вулканоструктур и вулкано-тектонических структур основано не на генетических признаках, устанавливаемых в современных вулканических областях, а на анализе пространственных форм и парагенезисов геологических тел, их соотношений с разрывными нарушениями. В методологическом отношении такой подход к исследованию структур вулканических полей прошлого близок к методу изучения и выделения геологических формаций Н.С. Шатского (1945) и Н.П. Хераскова (1952), примененному позднее Ю.А. Кузнецовым (1964) к анализу магматических образований. Очевидно, последовательное развитие такого подхода может составить основу специального направления исследований, которое представляется называть структурной палеовулканологией.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Неоднородность строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса общеизвестна и отмечалась в работах почти всех его исследователей. При этом обычно использовался комплекс признаков, начиная с условий залегания и мощности, состава и возраста вулканических накоплений и кончая характером их фундамента и особенностями геофизических полей (Устиев, 1959, 1962; Белый, 1962, 1963, 1968, 1971; Ерофеев, Лугов, 1962; Петрушевский, 1964; Белый и др., 1964; Белый, Тильман, 1966; Аникеев, Титов, 1966; Аникеев и др., 1967; Николаевский, 1967; Сперанский, 1967, 1968; Шило и др., 1967; Геология СССР, 1970; и др.). Такой комплексный анализ такжеложен в основу общей схемы тектонического районирования автора, принятой в настоящей работе.

Преимущественная приуроченность изометричных отрицательных вулканоструктур к внешней и фланговым зонам, а вулкано-тектонических структур к внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса отмечалась и ранее (Белый, 1961;

Белый, Гельман, 1968, 1974). При этом обращалось внимание, что и во внутренней зоне на заключительной стадии эволюции древнего вулканизма образуются типичные вулканоструктуры, наложенные на более ранние вулкано-тектонические структуры (Белый, 1961, 1962).

В последние годы разными исследователями установлено, что 1) гранитоидные массивы играют роль важного, а иногда и ведущего определяющего признака некоторых типов структур; 2) во внешней зоне обнаружены вулкано-тектонические структуры, ранее считавшиеся специфичными для внутренней зоны; 3) имеются характерные типы структур, определяющие особенности строения крупных районов вулканогенного пояса.

В связи с этим возникла необходимость в специальном структурном районировании Охотско-Чукотского пояса, поскольку оно позволяет обратить внимание на такие особенности развития магматизма и эволюции структур, которые не находят отражения в схеме общего тектонического районирования.

В настоящее время в Охотско-Чукотском поясе различаются четыре типа структурных районов.

В структурных районах первого типа (I) резко преобладающими являются изометричные отрицательные вулканоструктуры, которые на современном эрозионном срезе не имеют явной связи с гранитоидными массивами. Для этих районов характерны сложные сочетания (в горизонтальном и вертикальном направлениях) разнообразных изометрических отрицательных и, реже, линейных структур, которые в совокупности образуют крупные поля, обладающие всеми признаками вулканических плато. Поэтому такие районы для удобства в дальнейшем будут именоваться районами "вулканических плато". Наиболее крупные вулканические плато находятся на территории внешней зоны Центрально-Чукотского и Анадырского секторов, в середине Ульинского прогиба и в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны. Платообразным строением обладают также некоторые участки внешней зоны Охотского и Пенжинского секторов. Во внутренней зоне подобное строение имеют лишь самые молодые (сеноманские) игнимбриты и базальты в бассейнах рек Анадыря и Пенжина.

Для структурных районов второго типа (II) характерны сложные, длительно развивающиеся изометричные отрицательные вулканоструктуры, окаймленные эпизональными гранитоидными массивами, субвулканическими телами и выходами складчатого основания. Крупные сплошные вулканические поля, подобные тем, которые имеют место в районах вулканических плато, здесь неизвестны. Анализ соотношений и петрографических особенностей игнимбритов и гранитоидов (Белый и др., 1972, 1974) дает основание полагать, что различия между структурными районами I и II типов обусловлены не глубиной эрозионного среза, а главным образом спецификой развития гранитоидного магматизма в вулканической и интрузивной формах. Таким образом, в районах II типа гранитоидные массивы и субвулканические тела приобретают значение важного структурного элемента. Подобные сочетания вулканитов и гранитоидов петрологами обычно выделяются под называнием кольцевых магматических комплексов. В исследуемом регионе они чаще называются "кольцевыми интрузивно-эффузивными структурными комплексами", поэтому площади распространения этих структур предлагается соответственно именовать районами "интрузивно-эффузивных структурных комплексов".

Наиболее типичные районы находятся во внешней зоне Охотского сектора; они достаточно широко развиты во внешней зоне Пенжинского сектора и во фланговых зонах вулканогенного пояса (рис. 12).

Основные особенности строения структурных районов третьего и четвертого типов определяют крупные вулкано-тектонические структуры.

К структурным районам третьего типа (III) отнесены те части вулканогенного пояса, где преобладают крупные линейные, реже брахиформные поднятия, к сводовой части которых приурочены сближенные (иногда крупные) единые массивы гранитоидов. Формирование этих структур несомненно связано с внедрением гранитоидных массивов.

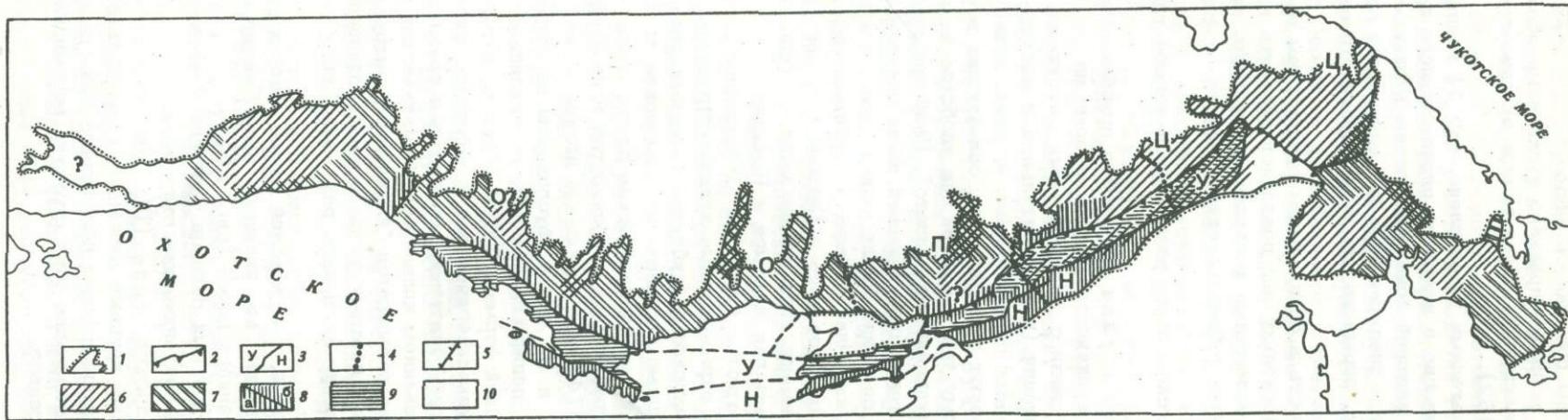


Рис. 12. Схема структурного районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Границы: 1 - Охотско-Чукотского пояса, 2 - внешней и внутренней зон (треугольники обращены вершинами к внутренней зоне), 3 - унаследованной (У) и новообразованной (Н) подзон, 4 - секторов (Ц - Центрально-Чукотского, А - Анадырского, П - Пенжинского, О - Охотского), 5 - фланговых зон. Структурные районы: 6 - вулканических плато, 7 - интрузивно-эфузивных (преимущественно кольцевых) структурных комплексов, 8 - магматогенных поднятий: а - простых,

б - с элементами складчатых деформаций, 9 - преимущественного развития линейных отрицательных вулкано-тектонических структур (с элементами складчатых деформаций); 10 - с неуясненным характером структур.

Сплошной перекрестной штриховкой показаны площади сочтания разных структурных форм; прерывистой штриховкой (9) - относительно древние структуры, сплошной штриховкой (6) - площади распространения (во внутренней зоне) более молодых платообразно залегающих вулканитов

Но в ряде случаев можно с уверенностью говорить, что участки будущих поднятий как особые вулканические районы обособились задолго до внедрения гранитоидов. По-видимому, на подобные структуры может быть распространено известное название "магматогенные поднятия" (Хайн, 1964). Типичным районом развития магматогенных поднятий является новообразованная подзона внутренней зоны. Эти структуры получили широкое развитие и во внешней зоне вдоль границы с внутренней зоной; известны они и в унаследованной подзоне.

Структурные районы четвертого типа (IV) приурочены исключительно к унаследованной подзоне внутренней зоны вулканогенного пояса. Важнейшими элементами их строения являются линейные отрицательные вулкано-тектонические структуры (грабен-синклинали), в которых мощные толщи вулканических накоплений подверглись слабым и умеренным деформациям складчатого типа. На ряде участков установлено, что размещение этих линейных структур контролируется системами кулисно расположенных продольных и сжимающих их поперечных и диагональных разломов.

Во внешней и во фланговых зонах известны примеры сложных структурно-единых ассоциаций разнотипных вулканоструктур, среди которых в первом приближении различаются прогибы и ряды вулканоструктур. Первые из них в поперечном и продольном сечении имеют четко выраженную форму прогиба. Вторые же представляют собой более или менее протяженные поля, состоящие из отдельных вулканоструктур, которые не образуют единой более крупной отрицательной структуры. Пространственное положение, достаточно явная связь с глубинными структурами (не вскрытые на поверхности разломами фундамента) и характер развития ассоциаций вулканоструктур позволяют выделить их в особый разряд вулкано-тектонических структур. Отмеченные ассоциации вулканоструктур известны пока лишь в районах вулканических плато. По-видимому, они не характерны для районов развития типичных интрузивно-эфузивных структурных комплексов.

Местонахождение всех характеризуемых ниже структур вулканогенного пояса показано на рис. 13.

ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ

Вулканоструктуры Охотско-Чукотского пояса разделены по простым морфологическим признакам (табл. 2).

Таблица 2

Классификация вулканоструктур

Вулкано-структуры	Класс	Подкласс	Примечание
	Изометричные	Отрицательные Положительные	См. табл. 3 См. табл. 4
	Линейные	Отрицательные Положительные Моноклинальные	См. табл. 5

Классификации отрицательных и положительных структур построены по специальным признакам. В этом прежде всего отражается глубокая связь между формой и составом слагающих структуру геологических тел и особенностями эндогенных процессов, обусловивших развитие того или иного типа структур.

ИЗОМЕТРИЧНЫЕ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

Вопросы строения и развития изометричных отрицательных вулканоструктур рассматривались во многих работах (Белый, 1958, 1961; Белый, Гельман, 1968, 1974; Белый, Тильман, 1966; Еремин, 1970; Еремин, Ярмолюк, 1969; Ичетовкин, Умитбаев, 1970; Кобылянский, Ичетовкин, 1970; Котляр, 1970, 1972; Садаков, 1971; Сперанская, 1962, 1963б, 1964, 1967; Умитбаев, 1971; Ярмолюк, 1970, 1973; Belyi, Gelman, 1969).

Среди изометричных отрицательных вулканоструктур различаются группы простых и сложных. Простые вулканоструктуры – это геологические тела (или ассоциации геологических тел) вулканического происхождения, пространственно-морфологическое единство которых составляет структуру, не поддающуюся разделению на более мелкие, подобные ей геометрические формы. Наиболее четко особенности строения различных типов простых вулканоструктур обнаруживаются в пределах вулканических плато.

Сложные вулканоструктуры – это совокупности эволюционно связанных между собой простых структур вулканического происхождения (однотипных или разнотипных), а также пространственно закономерные сочетания изометричных отрицательных вулканоструктур и интрузивных тел, именуемые интрузивно-эффузивными структурными комплексами.

Схема классификации отрицательных изометричных вулканоструктур дана в табл. 3. Ввиду больших трудностей, связанных с выработкой специальной номенклатуры вулканоструктур, целесообразно использовать для их обозначения буквенные или буквенно-цифровые индексы.

Простые структуры

К простым вулканоструктурам относятся вулканоструктуры оседания и кальдерные комплексы, т.е. кальдерные структуры и внекальдерные депрессии.

Вулканоструктуры оседания

Вулканоструктуры оседания – это линзовидные тела с плоской, иногда слабогнутой кровлей, которые в целом соответствуют образованиям, выделяемым Р. Катсом (Coats, 1968) под названием леколиты.

Морфологические признаки этих структур следующие (Белый, Гельман, 1974):

- а) наклонное центриклинальное залегание пластов на крыльях;
- б) почти горизонтальное залегание наиболее молодых образований, расположенных в центре данной структуры;
- в) нарастание мощности вулканических накоплений в центральных частях структур, обычно сопровождаемое увеличением количества и мощности покровов лав или игиимбритов относительно туфов;
- г) пластовые интрузивные залежи, расположенные в центральной части и на крыльях структур, петрографически сходные с излившимися разностями (иногда наблюдаются дайки, мелкие штоки и тела порфировых пород сложной формы, расположенные вдоль дугообразных разрывных нарушений внутри структур).

Поперечные размеры их колеблются от 10–15 до 50–60 км, изредка достигают 100–120 км; максимальные мощности вулканических накоплений меняются от 600–800 до 2000–2500 м, но от поперечного размера структур непосредственно не зависят.

По морфогенетическим признакам различаются следующие типы вулканоструктур оседания.

Тип А. Вулканоструктуры, связанные с развитием одной свиты (толщи) или принадлежащей ей определенной фации вулканитов: мощных лавовых потоков

или накоплений игнимбритов. Максимальные мощности вулканических накоплений, формирующих вулканоструктуру, обычно не превышают 600–1200 м. В районах со сложной стратификацией вулканогенных толщ такие вулканоструктуры принадлежат различным стратиграфическим подразделениям и обычно смешены в плане относительно друг друга (унаследованное развитие для них не характерно). В зависимости от размера и формы структур различаются депрессии и просадки.

Депрессии (А-1) имеют поперечник более 20 км и обычно лишены четких структурных ограничений. Наиболее распространены они в игнимбритовых полях больших объемов – это Пыкараамская, Мало-Шайбовеемская и Рыннатиненская депрессии в Охотско-Чукотском поясе. Аналогичные депрессии находятся в пределах плато Моголон (Elston e.a., 1971) и Йеллоустонского парка (Бойд, 1963) в Северной Америке и, возможно, в реолитовом плато Таупо-Роторуа Новой Зеландии (Williams, 1941). Депрессии подобного типа характерны также для крупных базальтовых полей – Энмываамская и Пенжинская депрессии в Охотско-Чукотском поясе. Подобного рода отрицательные структуры, вероятно, развиты и в пределах Колумбийского плато Северной Америки (Eardley, 1962). Они известны и в районах преимущественного развития андезито-базальтов и андезитов, но в последних случаях обычно усложнены более мелкими отрицательными структурами.

Просадки (А-2) имеют поперечник не более 20 км и почти правильную округлую форму. Границами просадок нередко являются дуговые разломы, но иногда прямолинейные разломы "срезают" значительные их сегменты. В Охотско-Чукотском поясе вулканоструктуры этого типа сложены главным образом либо игнимбритами (Куйвыраамская, Право-Энмываамская, Туровая), либо андезито-базальтами и андезитами (Коэквуньская, Тимофеевская, Омрелькайская, Эргываамская, Верхне-Шайбовеемская), иногда отмечаются и в базальтовых полях (Халанкинская).

Ниже приводится описание некоторых характерных конкретных структур.

Пыкараамская депрессия является самой крупной среди вулканоструктур этого типа в Охотско-Чукотском поясе. В настоящее время наблюдению доступна лишь ее северная половина, расположенная в пределах внешней зоны вулканогенного пояса и занимающая правобережье нижнего течения р. Большой Пыкараам, бассейн р. Малый Пыкараам, левобережье среднего течения р. Паляваам и верховье р. Эльхкаквун – южную часть Пегтымельского вулкано-тектонического прогиба (рис. 14, 15). Южная половина депрессии претерпела последующие тектонические деформации и в значительной мере перекрыта относительно более молодыми вулканическими накоплениями внутренней зоны. Поперечный размер депрессии достигает 120 км (с востока на запад). Она сложена преимущественно массивными игнимбритами липаритового состава, содержащими от 20 до 35% средне- и крупнозернистого кристаллокластического материала. По периферии, главным образом в северной части депрессии, мощность пыкараамской свиты не превышает 80–100 м, и в ее разрезах широко развиты туфы. К центру ее мощность увеличивается до 800–1000 м; здесь она сложена почти исключительно массивными порфиокластическими игнимбритами, в которых содержатся включения крупно- и среднезернистых гранитов до 1,5 м в поперечнике, а также неравномерно-зернистых микролегматитовых лейкократовых гранитов. Хотя строение пыкараамской депрессии усложнено более молодыми (наложенными на нее) вулканоструктурами, устанавливается, что подошва игнимбритов центриклинально погружается под углом 3–5°. Верхняя поверхность структуры также погружается в направлении к центральной части, но значительно более плавно. В разрезе вулканоструктура пыкараамской свиты представляется в виде очень плоской, односторонне выпуклой линзы. По краям ее, особенно в пределах восточного крыла, известны многочисленные интрузивные тела черных витрофиров кислого состава, обладающих игнимбритовой структурой. Однако эти тела вряд ли соответствуют центрам извержения всего огромного объекта пыкараамских игнимбритов (около 4000 км³ – в пределах видимой части депрес-

Таблица 3

Главные типы изометрических отрицательных вулканоструктур Охотско-

В районах вулканических плато

Группы	Типы структур	Вулканические накопления	Размер, км	Мощность, м
Простые	Вулкано-структуры оседания	Вулканиты одного петрографического типа, резко преобладающие	20-120	800-1200
			10-20	600-800
	Кальдерные структуры	Толщи вулканитов резко различных петрографических типов - "автохтонные"	20-60	1500-2500
			10-20	до 1000
	Внекальдерные депрессии	Стратифицированные накопления, резко преобладающие	10-35	до 3000
			10-20	2000 (?)
Сложные	Депрессии с внутренними просадками и кальдерами	Игнимбриты и туфы	10-50	до 800
			30-120	1500-3500
	Депрессии с внешней кольцевой системой грабенов	Вулканиты резко различных типов	30-60	1200-2000
			30 и более	1000

В районах интрузивно-эффузивных структурных комплексов

Типы структур	Вулканические накопления
Кольцевые интрузивно-эффузивные	Полные разрезы
	Редуцированные разрезы
Комплексы интрузивных куполов и прикупольных депрессий	Игнимбриты, туфы и лавы кислого и умеренного кислого состава

Чукотского пояса

В районах вулканических плато

Ин- декс	Примеры вулканоструктур и состав слагающих их вулканитов			
	Игнимбриты кислого (к) и умеренно кислого (ук) состава	Андезито-базальты и андезиты	Базальты и андезито-базальты	Андезиты, игнимбриты, базальты
A-1	Пыкарваамская (к), Рыннатиненская (ук)	-	Энмыва- амская	-
A-2	Куйвыраамская (к)	Коэквууньская, Тимофеевская	Халанкин- ская	-
Б	-	-	-	Ольская
В	-	-	-	Пенвель- нейская
A	Интекинская (к, ук) Уенминская (к, ук)	-	-	-
Б	Гайчанская (к)	-	-	-
-	Мечегская (ук) Северо-Гайчанская (к)	-	-	-
A	Пыкарваамская депрес- сия и Каларваамские кальдеры	Верхне-Ана- дырская	-	-
Б	-	-	-	Секчинская
-	-	-	-	Пеледонская

В районах интрузивно-эффузивных структурных комплексов

Преобладающие интрузивы	Размер, км	Мощность, м	Индекс	Структуры
Гранитоиды Субвулканические тела	40-80 40-80	2000-3000 2000-3000	A-1 B-1	Арманская Туромчинская
Гранитоиды Субвулканические тела	15-40 15-40	1000-2000 1000-2000	A-2 B-2	Авнавлинская -
Гранитоиды Субвулканические тела	10-30 10-25	1500 1000	A B	Аганская Кунанская

ции). Скорее всего, их источником явилась поднявшаяся близко к дневной поверхности и частично закристаллизовавшаяся гранитная интрузия (см. рис. 15) обломки которой наблюдались в виде включений в игнимбратах центральной части депрессии. Возможно, в наиболее прогнутой части депрессии игнимбриты имеют непосредственную связь с близповерхностным гранитным массивом.

Рыннатиненская депрессия находится на междуречье Пегтымель-Кувет (см. рис. 14); главные особенности ее строения изучены Г.Ф. Журавлевым. Структура сложена вулканическими накоплениями каленьмуваамской свиты (рис. 16, 17), мощность которых в ее центральной части составляет 1200–1300 м. Поперечный размер депрессии достигает 40 × 50 км.

В разрезах свиты различаются две толщи.

В основании нижней толщи залегает пачка сложно чередующихся туфов, игнимбритов и лав умеренно кислого и кислого состава мощностью до 200 м, которая обнажается почти повсеместно по периметру депрессии. Выше лежат бурые и темно-серые сильно сваренные игнимбриты и лавы биотит-пироксеновых андезито-дацитов, андезитов и дацитов. Они образуют крупные массивные линзовидные тела, разделенные горизонтами туфов и брекчийных лав того же состава. Мощность этой части разреза меняется от 400 м на крыльях до 700 м (видимая) в центре. Породы на крыльях депрессии имеют выдержанное центриклинальное падение под углом 10–20°, а в ее центральной части определенной ориентировки в залегании вулканитов не наблюдается.

Верхняя толща (до 400 м) лежит почти горизонтально на разных частях разреза подстилающих образований. Она сложена покровами игнимбритов, биотит-пироксеновых андезитов и андезито-дацитов. На крыльях депрессии выходят субвулканические интрузии кислого и среднего состава, строение которых еще недостаточно изучено. Однако в большинстве случаев это, по-видимому, пластовые залежи, сложно сочетающиеся между собой. Протяженность выходов субвулканических тел достигает 10 км. Они внедрены в образования нижней толщи. Их соотношения с верхней толщей неизвестны.

Почти повсеместно вулканиты Рыннатиненской депрессии подстилаются пестрыми, сложно стратифицированными накоплениями алькакувуньской свиты. Однако в изменениях мощности и характере строения этой свиты не обнаруживается связи с особенностями строения Рыннатиненской депрессии. Важным элементом ее современной структуры являются разломы преимущественно запад-северо-западного простирания. Смещения по ним порой достигают 300–400 м. Разломы эти прослеживаются далеко за пределами депрессии, в структурах мезозойд. Они, вероятно, имеют древнее заложение, но подновлялись после формирования депрессии.

Мало-Шайбовеемская депрессия расположена на водоразделе рек Тылхой, Оклан и Шайбовеем и имеет в поперечнике 20 × 30 км. Эта вулканическая структура сложена почти исключительно массивными игнимбритами кислого состава, в которых средне- и крупнозернистый кристаллокластический материал (полевые шпаты, кварц, биотит, амфибол) составляет до 50–55% объема. Их видимая мощность 600–700 м. Характеризуемые образования слагают верхнюю часть разреза верхнеальбской тылхойской толщи внешней зоны Пенжинского сектора.

На крыльях депрессии, где изредка встречаются невыдержаные горизонты туфов и витрофиров кислого состава, горные породы падают центриклинально, под углом 5–10°. Иногда здесь обнажаются мелкие тела неравномерноэзернистых гранитов.

Энмыываамская депрессия находится на правобережье нижнего течения р. Энмыываам. Она имеет овальную (35 × 55 км), вытянутую на северо-запад форму и сложена преимущественно базальтами одноименной свиты. Крылья структуры обычно полого (3–5°) погружаются к центру. Однако на ряде участков в северном и отчасти в южном секторах крылья разбиты многочисленными, преимущественно радиально ориентированными разломами и имеют достаточно сложное блоковое строение. Падение горных пород здесь нередко дос-

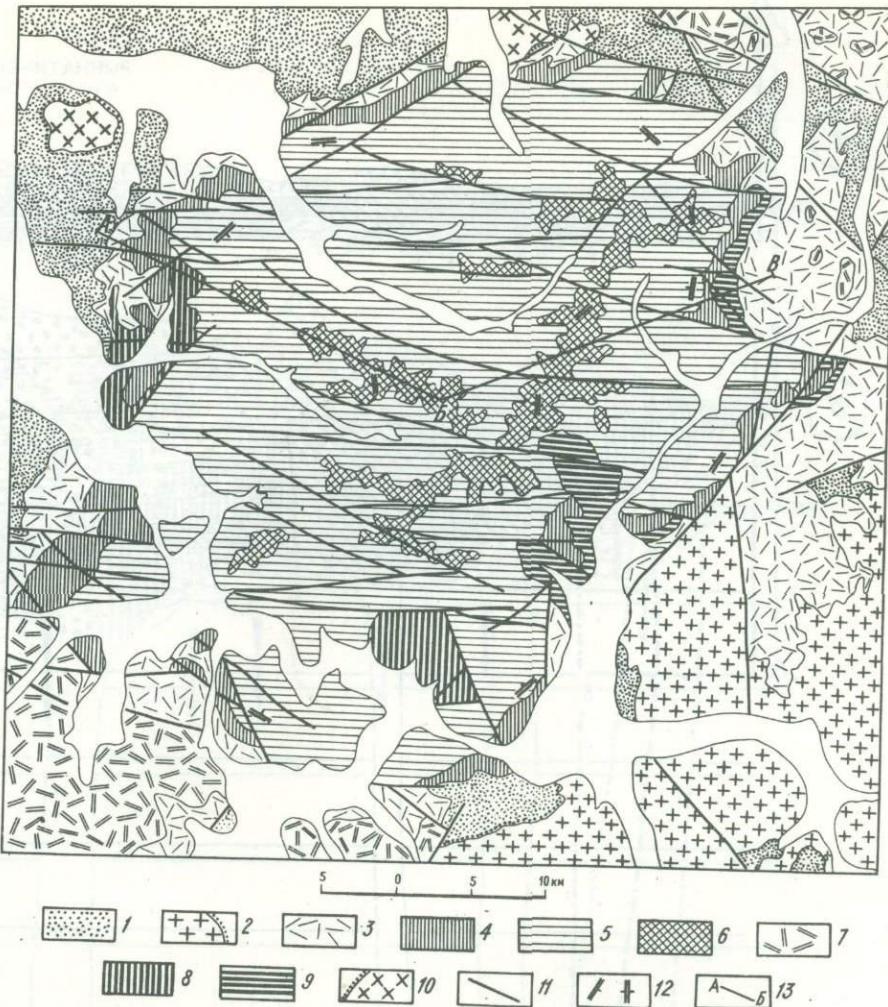


Рис. 16. Геолого-структурная карта Рыннатиненской вулканоструктуры Пегтымельского прогиба

1 - триасовые складчатые толщи; 2 - гранитоиды Мольтыканского массива (с холодным контактом перекрытые вулканогенными образованиями); 3 - туфы кислого состава алькаквуньской свиты; игнимбриты, туфы и лавы умеренно кислого состава каленъмуваамской свиты (в пределах Рыннатиненской депрессии) - ее горизонты: 4 - нижний, 5 - средний, 6 - верхний, 7 - каленъмуваамская свита неразделенная; субвулканические интрузии: 8 - кислые, 9 - умеренно кислые и средние; 10 - гранитоиды, более молодые, чем вулканические накопления; 11 - разломы; 12 - залегание пород (наклонное и горизонтальное); 13 - линия разреза (см. рис. 17)

тигает 30°. В центральной части депрессии многократно чередующиеся потоки базальтов формируют плато.

Куйвырваамская просадка (рис. 18, 19) находится на правобережье верхнего течения р.Анадырь. Структура заполнена игнимбритами, туфами и лавами кислого состава, относящимися к эргываамской свите. Видимая мощность вулканических накоплений 550-600 м, действительная - не менее 700-800 м. Структура имеет правильную округлую форму и достигает в поперечнике 13-14 км. На западе она ограничена дуговыми разломами, по которым амплитуда смещения не превышает 100 м, а с юга и юго-востока оконту-

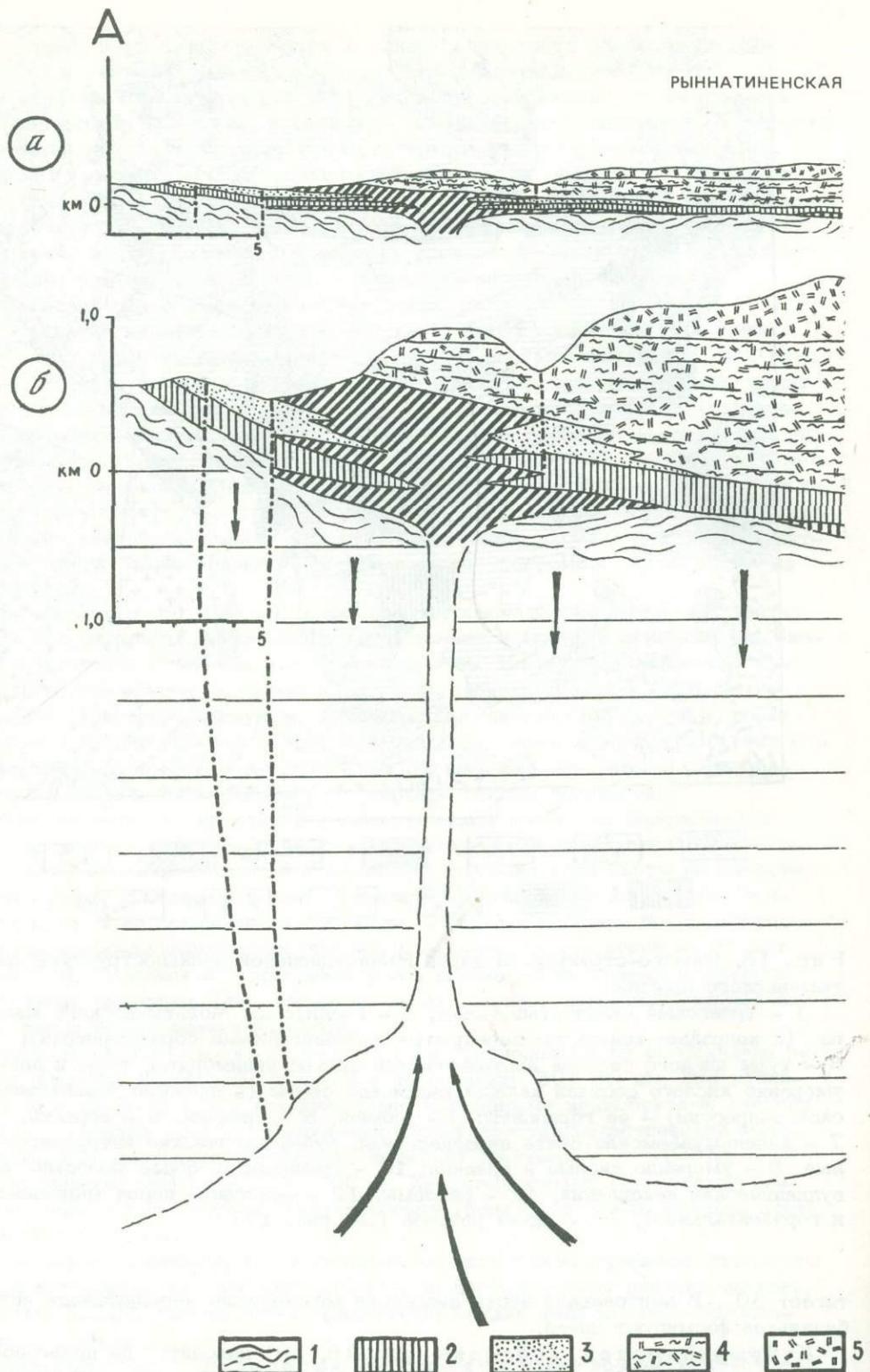


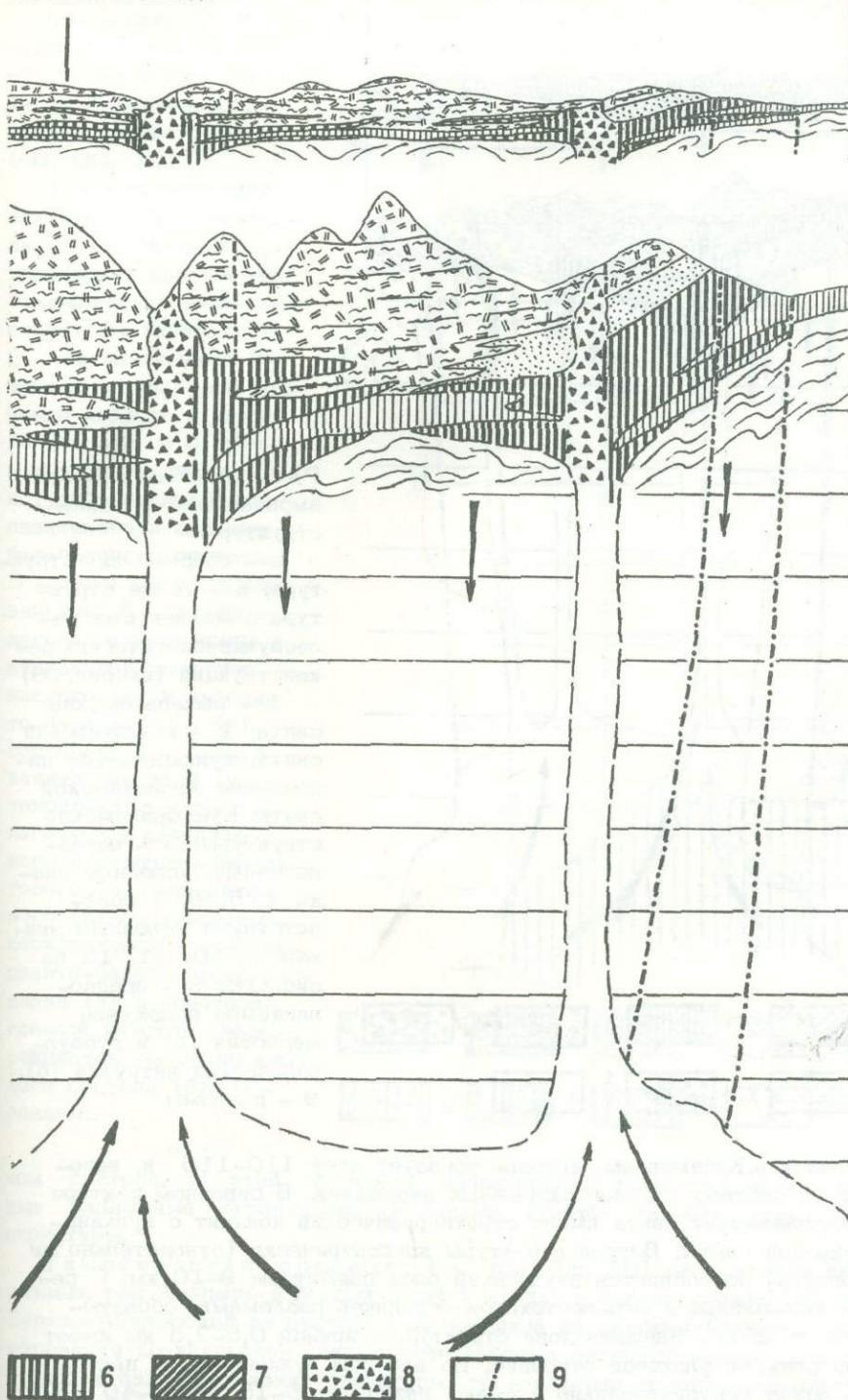
Рис. 17. Разрезы Рыннатиненской вулканоструктуры

а - современная структура, б - та же структура с элементами палеовулканических реконструкций (см. рис. 16)

1 - складчатый комплекс мезозойд; 2 - туфы кислого состава алькаквуньской свиты; вулканические накопления каленьмуваамской свиты Рыннатинен-

Б

ВУЛКАНОСТРУКТУРА



ской депрессии: 3 - игнимбриты и туфы, 4 - игнимбриты и лавы, 5 - игнимбриты преимущественно умеренно кислого состава; субвулканические интрузии (обнажающиеся на поверхности и предполагаемые): 6 - кислые, 7 - умеренно кислые и средние; 8 - предполагаемые главные жерловины; 9 - разломы

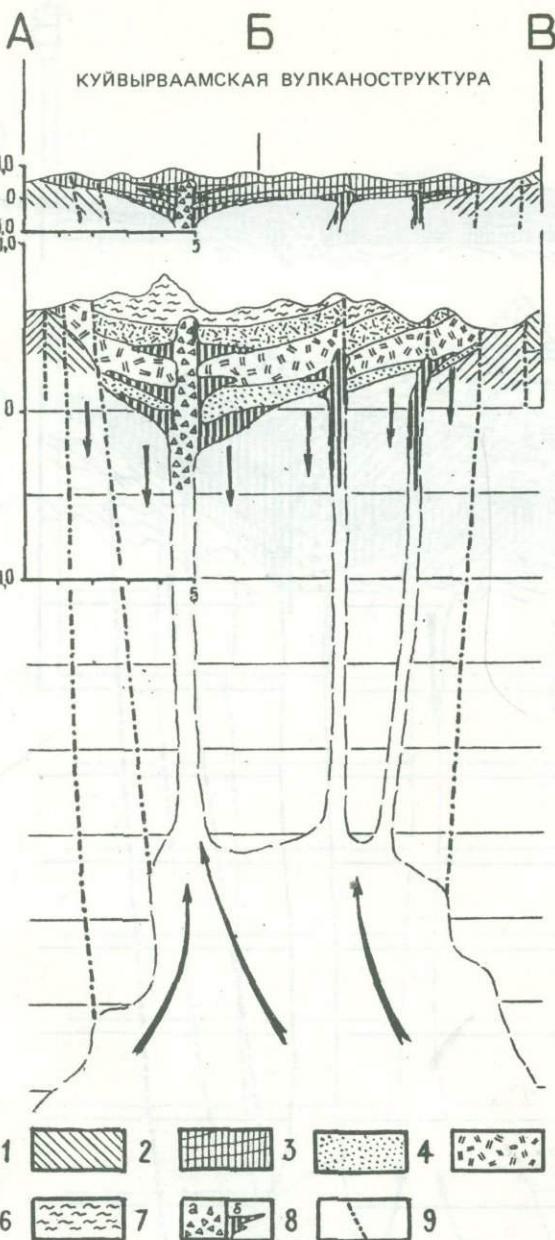


Рис. 19. Разрезы Куйвирваамской вулканоструктуры

а - современная структура, б - та же структура с элементами палеовулканологических реконструкций (см. рис. 18)

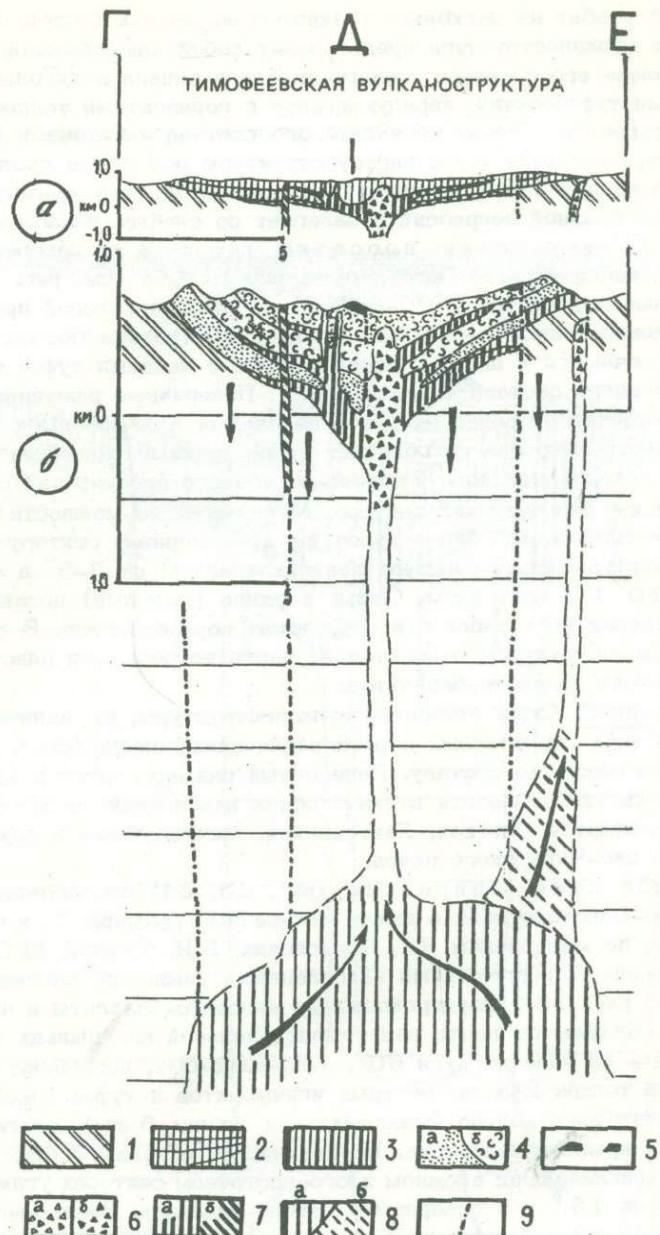
1 - пыкарваамская свита;
2 - коэквуньская свита;
вулканические накопления эргываамской свиты Куйвирваамской структуры;
3 - неразделенные;
условные знаки 4, 5, 6, 7 соответствуют условным знакам 9, 10, 11, 12 на рис. 18;
8 - предполагаемое положение жерловин (а) и субвулканических интрузий (б);
9 - разломы

ривается долиной р. Куйвирваам, которая образует дугу $110-115^{\circ}$ и, вероятно, наследует систему дуговых разрывных нарушений. В северном секторе структуры эргываамская свита имеет стратиграфический контакт с вулканиками коэквуньской свиты. Внутри структуры концентрически (относительно ее внешнего контура) обособляется внутренний блок диаметром 9–10 км. С северо-запада, юго-запада и юго-востока он ограничен разломами, образующими дугу около 270° . Внешняя зона структуры шириной 0,5–2,5 км имеет сравнительно сложное блоковое строение. Но в целом вулканические накопления здесь лежат центриклинально и имеют наклон от $5-15$ до $30-40^{\circ}$. В пределах центрального блока углы наклона вулканических отложений не превышают 5° . Толща игнимбритов и лав липаритов, венчающая разрез, лежит почти горизонтально и достигает максимальной мощности (200 м) в западном секторе. Таким образом, Куйвирваамская структура обладает асимметричной формой. Максимальные прогибания имели место в ее запад-

Рис. 20. Разрезы Тимофеевской вулкано-структурь

а - современная структура, б - та же структура с элементами палеовулканологических реконструкций (см. рис. 18)

1 - вулканические накопления Верхне-Анадырской депрессии; вулканические накопления Тимофеевской вулкано-структурь (просадки): 2 - неразделенные, 3 - игнимбриты и туфы умеренно кислого и кислого состава, 4 - преимущественно туфы (а) и туфобрекции (б) андезитового и андезито-базальтового состава, 5 - лавы андезито-базальтов; 6 - предполагаемые жерловины вулканитов умеренно кислого (а) и андезито-базальтового (б) составов; 7 - субвулканические тела (установленные и предполагаемые) андезитового и андезито-базальтового (а), липаритового (б) составов; 8 - периферический очаг андезито-базальтового расплава (а) и предполагаемый участок дифференциатов умеренно кислого состава (б); 9 - разломы



ном секторе. В этой же части наблюдаются наиболее четко выраженные разломные ограничения и самые круглые падения пород на крыле структуры.

Тимофеевская просадка (см. рис. 18, 20) расположена на водоразделе рек Анадырь и Малый Аний и входит в состав сложно построенной Верхне-Анадырской депрессии. Она возникла на заключительном этапе формирования коэквуньской свиты после крупных излияний андезито-базальтов и андезитов. В основании структуры, по периферии ее юго-восточного сектора прослеживается невыдержаный горизонт туфов и игнимбритов умеренно кислого состава (50 м). В целом же она сложена существенно пирокластическими накоплениями андезитового и андезито-базальтового состава, мощность которых составляет 400–600 м.

Структура имеет форму почти правильного круга диаметром 12 км. Ее южный сегмент срезан разломами субширотного простирания, а юго-восточ-

ный разбит на несколько сравнительно мелких блоков. В современном рельефе вулканоструктура представляет собой чашеобразное понижение. Окаймляющее его с севера, северо-запада и запада полукольцо гор сложено пластами туфобрекчий, чередующимися с горизонтами тонкослоистых туфов андезитового и андезито-базальтового состава и потоками брекчийных лав, которые погружаются к центру структуры под углом около 15° . Самый молодой покров двупироксеновых андезито-базальтов заполняет центральную часть чашеобразной депрессии и залегает со слабым наклоном к югу.

Коэкууньская просадка находится на левобережье р. Палываам, в центральной части Пегтыгмельского прогиба (см. рис. 14). Она сложена одноименной свитой (700–800 м), в разрезе которой преобладают двупироксеновые андезито-базальты и андезиты (потоки мощностью 20–100 м), но встречаются и дациты, чередующиеся с пачками туфов среднего, кислого и основного состава (рис. 21, 22). Поперечные размеры структуры 15×23 км. В отличие от ранее охарактеризованных Куйвыраамской и Тимофеевской вулканоструктур она не обладает столп четкими внешними границами. Разломами северо-западного и северо-восточного простирания структура разделена на четыре равновеликих сектора. Максимальные мощности свиты и, вероятно, главные "источники" лав приурочены к восточному сектору просадки. На крыльях структуры пласти падают центриклинально: от $3-5^{\circ}$ в западном секторе до $5-10^{\circ}$ – в восточном. Самые верхние (молодые) потоки лав, находящиеся в пределах восточного сектора, лежат горизонтально. В северо-восточной части вулканоструктуры относительно часто встречаются пластовые интрузии, дайки и штоки андезито-базальтов.

Тип Б. Сюда относятся вулканоструктуры, сложенные накоплениями двух или трех автохтонных стратиграфических единиц (свит, толщ), обычно резко отличающихся по составу. Поперечный размер структур колеблется от 25 до 60 км при мощности вулканических накоплений до 2000–2500 м. Примерами их являются Ольская, Хакаринская, Мечкеревская и другие вулканоструктуры Охотско-Чукотского пояса.

Ольская депрессия (рис. 23, 24) расположена в средней части Малтано-Ольского поля и имеет поперечные размеры 35×40 км. Ее описаниедается по материалам Н.Г. Чертовских, В.Н. Юдиной, Ю.Г. Кобылянского. Она сложена вулканическими накоплениями улынской, ольской и мыгдыкитской свит (см. рис. 18). Двупироксеновые андезито-базальты и андезиты улынской свиты обнажаются почти непрерывной полосой на крыльях депрессии и лишь на юге – на участке дуги 60° , – по-видимому, погребены под накоплениями аганской толщи. Выходы пестрых игнимбритов и туфов ольской свиты образуют почти сплошное кольцо (максимальная ширина 5 км), слагая верхнюю часть разреза крыльев депрессии. Вулканические отложения этих двух свит наклонены центриклинально: в южном и юго-восточном секторах углы падения достигают 10° , иногда 15° , а в северном и северо-западном уменьшаются до $5-10^{\circ}$. Внутренняя часть депрессии (21×22 км) заполнена базальтами и андезито-базальтами мыгдыкитской свиты. Но в северной ее половине (в небольших текtonических блоках) выведены на дневную поверхность вулканиты ольской свиты. Нижние горизонты базальтов мыгдыкитской свиты залегают согласно с подстилающими их накоплениями ольской свиты и также имеют центриклинальное падение, а самые верхние находятся в средней части депрессии и лежат горизонтально (или почти горизонтально). Общая мощность вулканических накоплений всех трех свит в центральной части депрессии превышает 2500 м.

Во внутренней части ольской вулканоструктуры более или менее четко обособляются крупные зоны, характеризующиеся обилием секущих тел (преимущественно даек) того же состава, что и покровы мыгдыкитской свиты. Довольно часто наблюдаются непосредственные переходы от даек к лавовым потокам и к пластовым интрузиям. Мощности отдельных даек обычно не превышают 5 м, а видимая их протяженность – 1 км. По данным Ю.Г. Кобылянского, двумя такими зонами запад-северо-западного простирания депрессия разделена на две почти равные части. В северном, северо-восточном и юго-восточном

КОЭКВУНЬСКАЯ ВУЛКАНОСТРУКТУРА

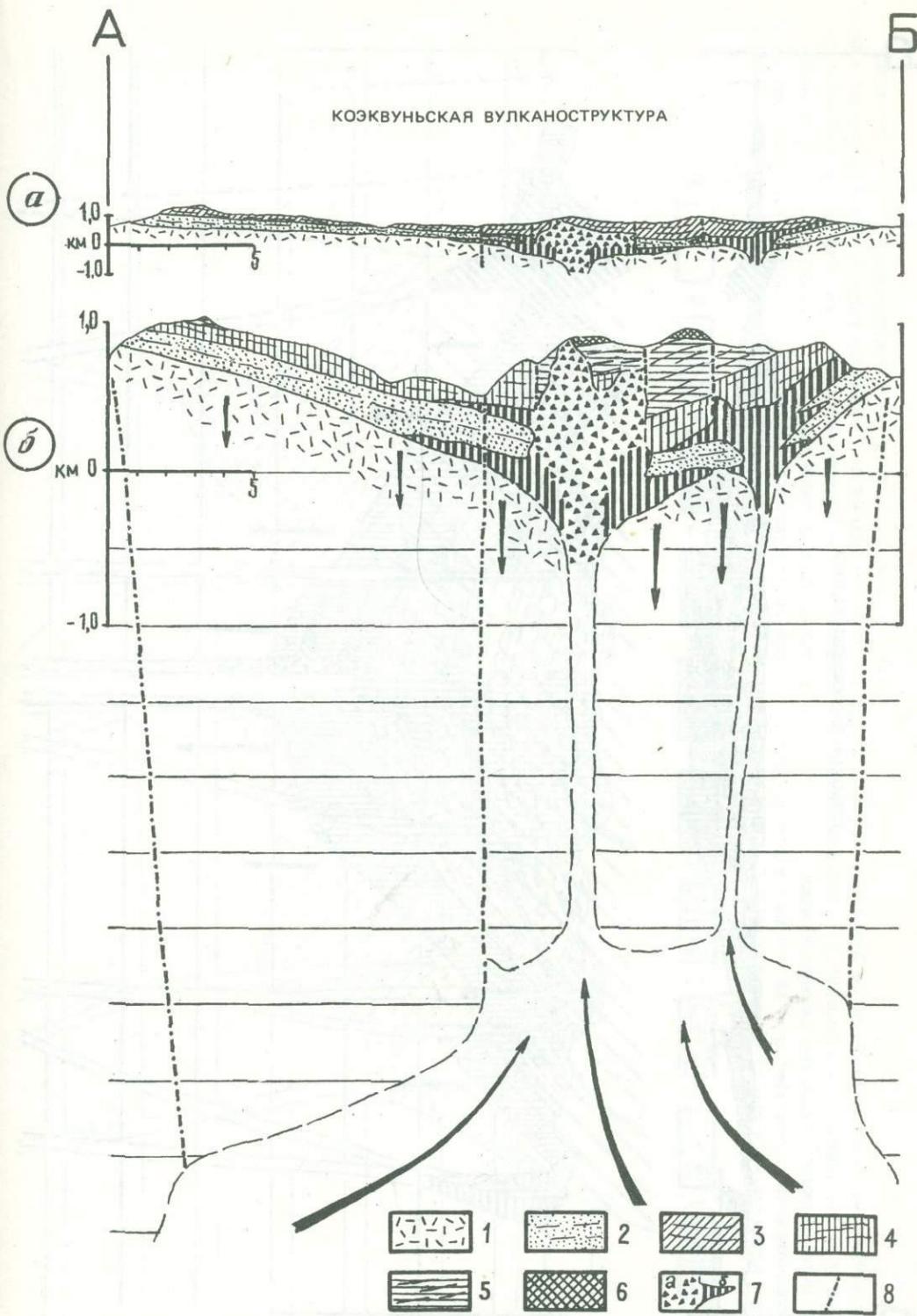


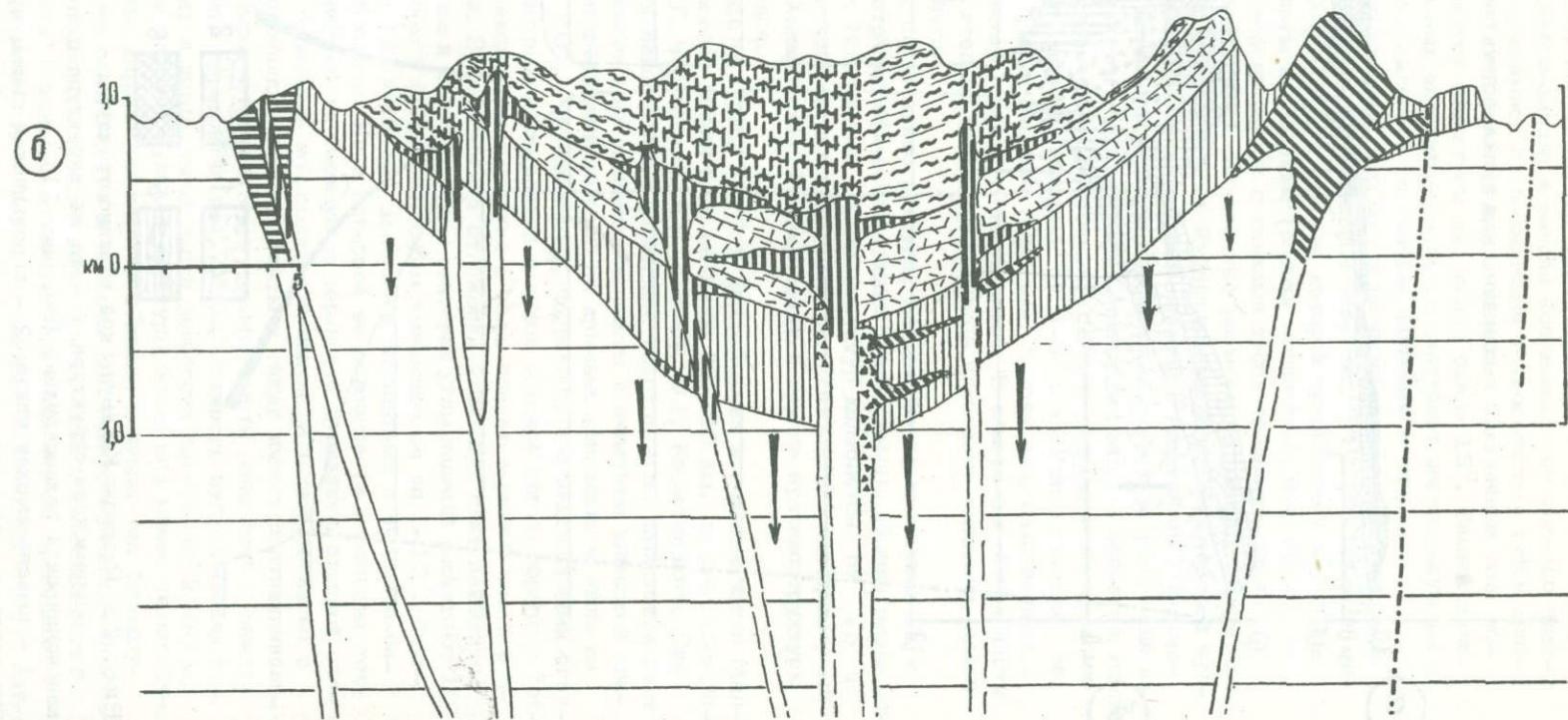
Рис. 22. Разрезы Коэквуньской вулканоструктуры

а - современная структура, б - та же структура с элементами палеовулканологических реконструкций (см. рис. 21)

1 - пыкарваамская свита; 2 - воронинская свита; вулканические накопления коэквуньской свиты одноименной структуры: 3 - неразделенная свита, горизонты: 4 - нижний, 5 - средний, 6 - верхний; 7 - жерловины (а) и субвулканические интрузии (б); 8 - разломы

Б

ОЛЬСКАЯ ВУЛКАНОСТРУКТУРА



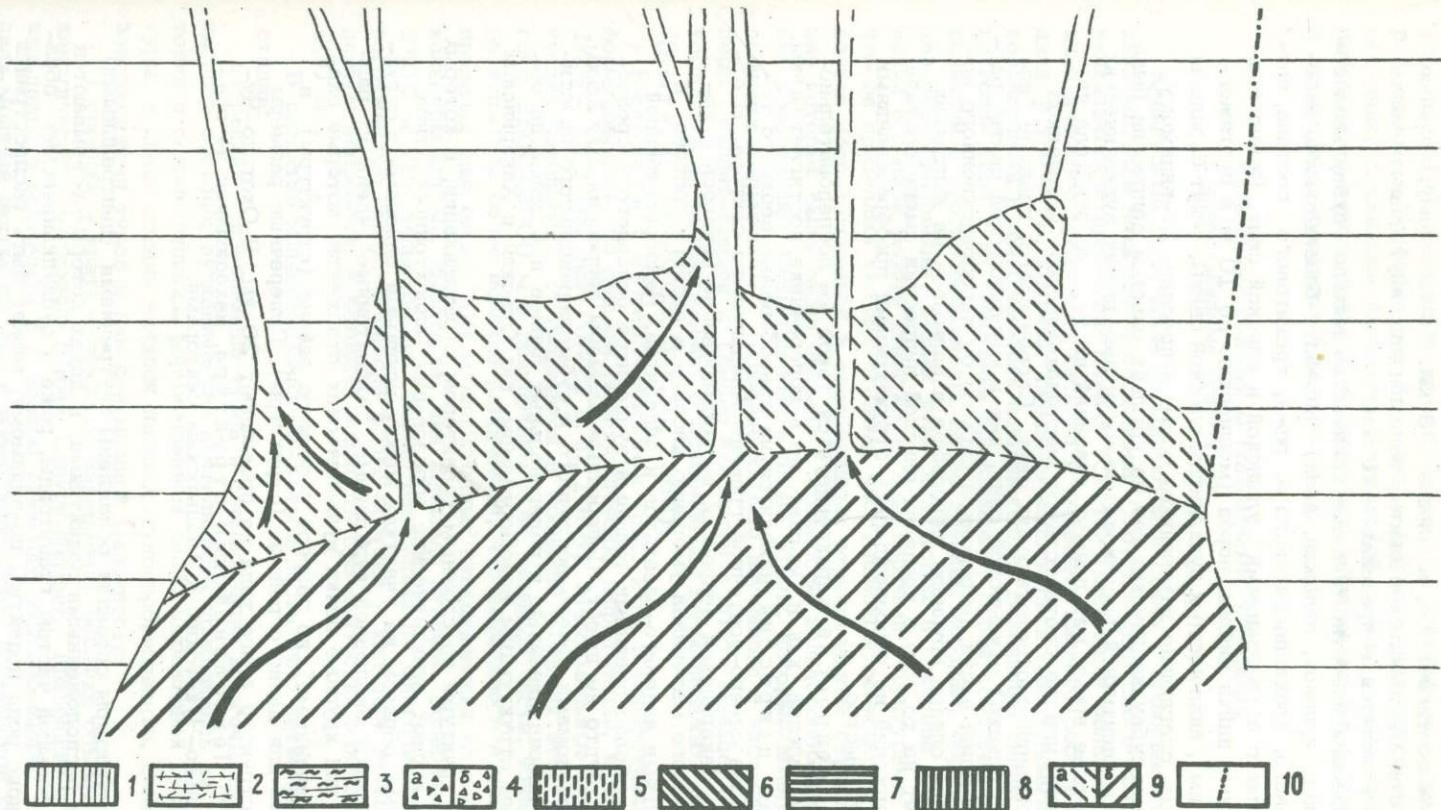


Рис. 24. Разрезы Ольской вулканоструктуры

а - современная структура, б - та же структура с элементами палеовулканологических реконструкций

Свиты: 1 - ульинская, 2 - ольская, 3 - мыгдыкитская; 4 - предполагаемые жерловины вулканитов ульинской (а) и ольской

(б) свит; 5 - участки сближенных жерловин базальтовых потоков мыгдыкитской свиты; субвулканические интрузии; 6 - андезитового и андезито-базальтового состава, 7 - липаритового, 8 - базальтового; 9 - кислый (а) и основной (б) расплавы - продукты дифференциации в периферическом очаге андезитовой (андезито-базальтовой) магмы; 10 - разломы

секторах аналогичные зоны имеют северо-восточное простирание и располагаются преимущественно по периферии поля базальтов мыгдыкитской свиты. Протяженность отдельных зон достигает 16, а ширина - 3 км. По-видимому, главные "источники" базальтов мыгдыкитской свиты, заполняющих внутреннюю часть ольской депрессии, находятся в пределах этих зон.

На крыльях депрессии известно большое количество выходов субвуликанических интрузий (штоков, куполов, залежей, даек) андезито-базальтового, андезитового, липаритового, трахиолипаритового и, реже, трахитового состава, петрографически сходных с образованиями ульинской и ольской свит. Важно подчеркнуть, что крупные дайки кислых пород (мощностью до 10 м и протяженностью до 3,0-3,5 км), аналогичных вулканитам ольской свиты, секут базальты мыгдыкитской свиты, слагающие внутреннюю часть депрессии. По-видимому, история формирования субвуликанических тел на крыльях ольской депрессии была сложной и не вполне идентичной последовательности накопления вулканических отложений. В настоящее время нет прямых указаний на то, что эти тела являются "источниками" или же соответствуют местонахождению "источников" вулканических накоплений соответствующих свит. Скорее всего, главные "источники" вулканитов ольской и ульинской свит, как и мыгдыкитской свиты, располагались во внутренней части депрессии и скрыты от непосредственного наблюдения. Отсутствие следов крупных перерывов и размывов на контактах этих свит указывает на то, что в пределах ольской депрессии смена состава вулканических извержений не сопровождалась структурными преобразованиями и происходила очень быстро.

Хакаринская депрессия характеризуется такой же последовательностью вулканических явлений, как и Ольская, но в поперечнике достигает 60 км.

Мечкеревская депрессия находится на правобережье верхнего течения р. Анадырь, близ северо-восточной границы Анадырского сектора. В отличие от Ольской и Хакаринской депрессий ее формирование началось с извержений вулканического материала умеренно кислого и кислого состава и закончилось излияниями андезито-базальтов и андезитов. Непосредственной структурной связи с более древними толщами вулканитов основного и среднего состава она как будто не имеет. Поперечные размеры депрессии 20×25 км. Многочисленными разломами северо-восточного и субмеридионального простирания она разбита на ряд линейных и полигональных блоков и в целом не обладает столь четким структурным идиоморфизмом, как Ольская и Хакаринская депрессии.

Тип В. Вулканоструктуры со сложным характером стратификации, в которых существенную роль играют вулканические образования "аллохтонного" типа, формируются главным образом на участках между крупными районами и структурами, различающимися зволюцией вулканизма. "Аллохтонные" члены их разрезов - это толщи или крупные пачки вулканических отложений, которые оказались как бы "вклинившими" из разреза соседнего района (структуры) в разрез, характерный для данного района (структуры). Поперечные размеры известных вулканоструктур этого типа не превышают 20 км. В Охотско-Чукотском поясе - это Пенвельнская структура, находящаяся на границе между Центрально-Чукотским и Анадырским секторами.

Иногда вулканоструктуры оседания осложнены внутренними (центральными) или эксцентрически расположеннымми поднятиями, в ядрах которых вскрываются интрузивные тела: большей частью гранитоиды, реже - субвуликанические образования. На подобного рода поднятие, по-видимому, может быть распространен термин "резургентные купола" (resurgent domes), введенный Р. Смитом и Р. Бейли (Smith, Bailey, 1969) для обозначения структур повторного куполообразования внутри кальдерных обрушений. В Охотско-Чукотском поясе к числу изометрических отрицательных вулканоструктур оседания с резургентными куполами, в ядрах которых вскрываются гранитоиды, относятся относительно слабо эродированные Чалбугчанская депрессия (см. рис. 8) и Волчинская

просадка (см. рис. 3), сложенные преимущественно андезито-базальтами и базальтами, а также сильно эродированная Гытойхынская структура (см. рис. 14), сложенная игнимбритами. На левобережье среднего течения р. Анадырь, в бассейне рек Халанки и Баранья, находятся вулканоструктуры оседания, сложенные базальтами чуванской толщи, усложненные сравнительно небольшими куполовидными структурами, образованными массивами дайков и гранодиорит-порфиров (см. рис. 36).

Кальдерные комплексы (кальдерные структуры и внекальдерные депрессии)

Кальдерные комплексы формируются в связи с проявлениями кислого вулканизма. Как показали исследования Охотско-Чукотского пояса и кайнозойской вулканической провинции Невада (США), извержения больших объемов пирокластического материала кислого и умеренно кислого состава нередко приводили к тому, что крупные кальдеры заполнялись синхронными или почти одновозрастными вулканическими накоплениями. Возникшие таким образом геологические тела и их сочетания представляют собой собственно кальдерные заливания в противоположность более древним породам, обрушенным в процессе кальдерообразования. Формы этих залегающих в кальдере вулканических накоплений в данной работе именуются "кальдерными структурами". Установлено, что за пределами кальдер главная часть пирокластических отложений оказывается сосредоточенной в своеобразных отрицательных структурах, формирование которых было тесно связано с процессом кальдерообразования. Среди них преобладают изометричные в плане формы, которые именуются "внекальдерными депрессиями". Наиболее хорошо изученные в настоящее время кальдеры Сейлент-Каньон и Тимбер находятся в штате Невада. Они подверглись комплексным исследованиям с применением геофизических методов и бурения (Byers e. a., 1968; Orkild e. a., 1968).

Кальдера Сейлент-Каньон (рис. 25), в поперечнике 21×25 км, формировалась, по данным радиогеологических определений, в интервале времени 14,8 – 13,1 млн. лет (Orkild e. a., 1968). Максимальные мощности вулканических накоплений, отложившихся в процессе развития этой кальдеры, достигают 2500–2600 м и приурочены к ее западной части. Кроме того, кальдера испытала более поздние погружения, что выразилось в накоплении в ее пределах еще около 700 м аллохтонных вулканических отложений. Стенки кальдеры крутые, высота их, как показало бурение, колеблется от 1200 до 2400 м. Дно кальдеры расчленено разломами на многочисленные, неодинаково погруженные блоки. С севера и юго-востока к кальдере примыкают внекальдерные депрессии, в которых мощность вулканических накоплений достигает 800 м.

В развитии кальдеры Сейлент-Каньон достаточно четко различаются три стадии:

а) ранняя – извержение туфов и формирование многочисленных экструзий лав кислого состава; вулканическая деятельность проявлялась на обширной территории и сопровождалась формированием слабо выраженной отрицательной структуры; в конце стадии начался процесс куполообразования, сопровождавшийся извержениями туфов и лав повышенной щелочности;

б) средняя – кратковременные извержения больших объемов кислого пирокластического материала (Grous Canyon Member), приведшие к формированию кальдеры; в восточном и северном секторах образовавшейся кальдеры происходили мощные экструзии лав и извержения туфов повышенной щелочности (продукты извержений частично распространялись за пределы кальдеры); по-видимому, на этой стадии завершилось в основных чертах формирование внекальдерных депрессий;

в) поздняя – накопление туфов и экструзий лав кислого состава; начавшееся в западном секторе кальдеры (до 2000–2300 м), оно распространилось в конце стадии на всю ее площадь и сопровождалось крупными оседаниями и

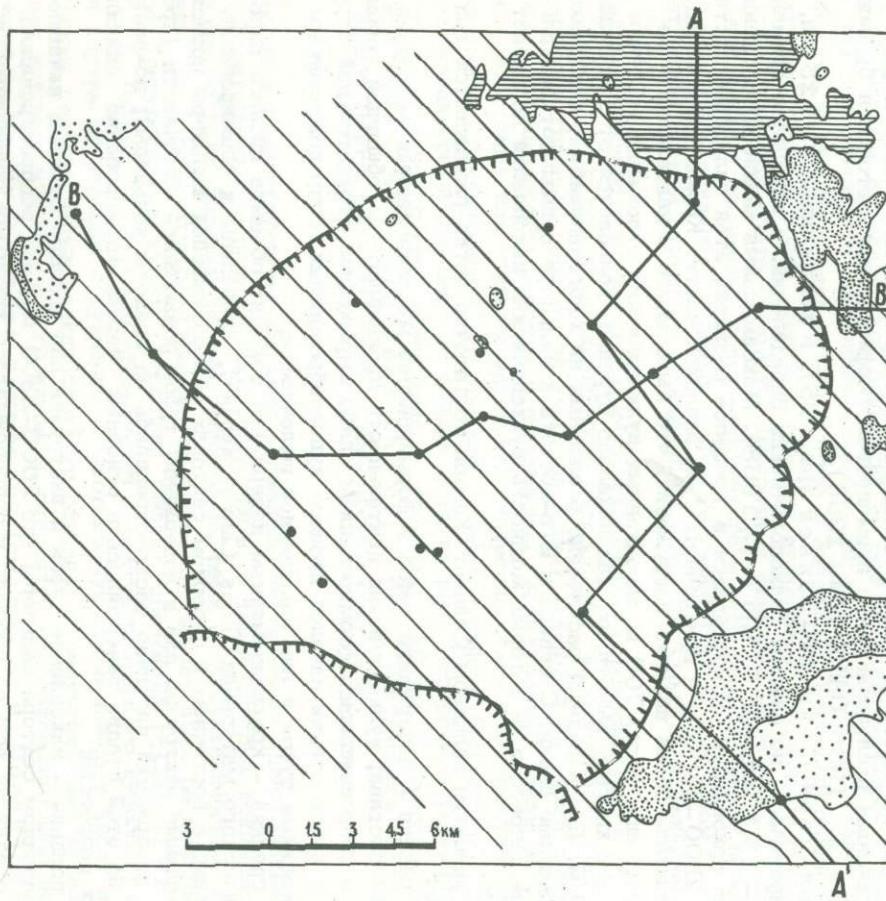
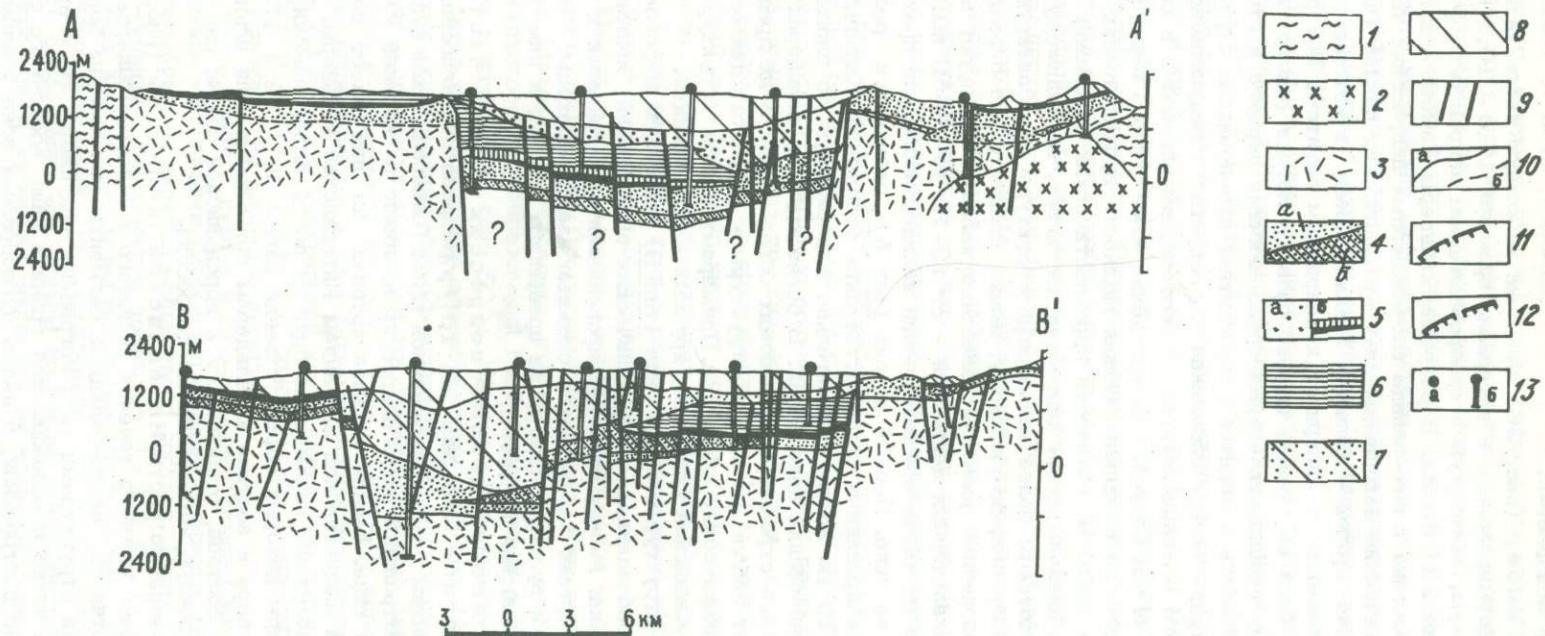


Рис. 25. Геолого-структурная карта и разрезы
кальдеры Сайлент-Каньон в Неваде (Orkild e.a.,
1968)

1 - палеозойские отложения; 2 - мезозойские
гранитоиды; 3 - докальдерные третичные вулка-
ниты; вулканические накопления, связанные с
формированием кальдеры: 4 - ранние известково-
щелочные туфы (а) и лавы (б) кислого и уме-
ренно кислого состава, 5 - игнимбриты и лавы
липаритов (*Grouse Canyon Member*, а - на схеме,
б - в разрезе), 6 - туфы и лавы щелочных ли-
паритов, 7 - поздние известково-щелочные не-
спекшиеся и спекшиеся туфы, а также лавы; 8 -
аллохтонные вулканические накопления, связанные
с развитием кальдеры Тимбер; 9 - разломы; 10 -
границы (а - установленные, б - предполагаемые);
11 - граница кальдеры Сайлент-Каньон; 12 - гра-
ница кальдеры Тимбер; 13 - буровые скважины:
а - на схеме, б - в разрезе



3 0 3 6 km

усложнением внутренней структуры кальдеры: нигде за ее пределами вулканической стадии неизвестны.

Кальдера Тимбер (рис. 26) наложена на южную часть кальдеры Сейлент-Каньон и сформировалась в интервале времени 11,3 – 10,5 млн. лет. Она имеет овальную, вытянутую в северо-западном направлении форму; ее размер в поперечнике 22×33 км. В разрезах кальдеры Тимбер и в примыкающих к ней с северо-востока и юго-запада внекальдерных депрессиях четко различаются пирокластические накопления двух вулканических циклов (первый – Rainier Mesa Member, второй – Ammonia Tanks Member), в которых состав пород закономерно изменяется от липаритов к кварцевым латитам. Внутри кальдеры, преимущественно близ ее стенок, широко развиты потоки (экструзии) липаритов, залегающие между пирокластическими образованиями первого и второго циклов. В ее центральной части находится резургентная куполовидная структура (Timber mountain resurgent dome), сложенная многократно чередующимися потоками туфов липаритового и кварц-латитового состава, выделяемыми в особое подразделение – tuff of Cat Canyon. Соотношение этих туфов с перечисленными выше образованиями не выяснены. Общая мощность вулканических накоплений кальдеры Тимбер 2000 м. Мощность пирокластических отложений примыкающей с северо-востока внекальдерной депрессии достигает, по-видимому, 500–600 м.

В Охотско-Чукотском поясе кальдерные структуры и ассоциирующие с ними внекальдерные депрессии, по-видимому, имеют сравнительно ограниченное распространение. Поперечные размеры известных кальдер варьируют в пределах 10–35 км, а внекальдерных депрессий – от 10–12 до 40–50 км.

В зависимости от характера заполнения кальдер последние предварительно разделяются на два типа. Первый из них (тип А) отличается резким преобладанием стратифицированных пирокластических отложений. Кальдеры с поперечником до 15–20 км имеют сравнительно выдержанную по площади последовательность вулканических накоплений. В более крупных кальдерах наблюдается чрезвычайно сложное строение заполняющих образований: в их пределах широкое развитие получают небольшие вулканоструктуры – результат деятельности внутрикальдерных вулканических аппаратов. Примерами мелких структур являются Снежинская и Уенминская кальдеры, крупных – Интекинская.

Особенностью структур второго типа (тип Б) является широкое распространение (иногда преобладание) субвулканических образований "игнимбритового" и "лавового" облика. Между стратифицированными накоплениями и субвулканическими телами нередко наблюдаются сложные взаимопереходы. Поперечные размеры известных вулканоструктур не превышают 20 км, к ним относятся Гайчанская и Гырынская кальдеры.

Кальдеры и внекальдерные депрессии южной части Пегтымельского прогиба (см. рис. 14, 15) формировались непосредственно вслед за образованием охарактеризованной ранее Пыкараамской вулканоструктуры оседания. В центральной части депрессии возникло по крайней мере три структуры кальдерного типа. Южная и самая крупная из них имеет поперечник около 35 км, она выделена под название Интекинской кальдеры. К северо-западу от нее примыкают наложенные друг на друга Каларваамские кальдеры, поперечные размеры которых соответственно равны 20 – 22 и 15 – 17 км. С северо-запада, севера и востока к кальдерам примыкают поля игнимбритов умеренно кислого состава, относящиеся к воронинской свите; они слагают Мечегскую и Междуречную внекальдерные депрессии.

Доступная наблюдению часть Интекинской кальдеры (рис. 27) находится на междуречье нижнего течения Большого и Малого Пыкараамов. Ее юго-западный и отчасти северо-западный сегменты уничтожены более молодыми вулканическими структурами (или погребены под ними). На современном эрозионном срезе четко прослеживается граница лишь восточного сектора кальдеры – это сложно построенная, в целом дугообразная зона разломов. К востоку от нее (в эродированной стене кальдеры) обнажаются массивные игнимбриты пыкараамской свиты, перекрытые потоками биотит-роговообманковых порфирокластических игнимбритов воронинской свиты, которые под углом 5–10°

наклонены к востоку, образуя западное крыло Междуречной депрессии. Непосредственно к западу от зоны разломов, т.е. внутри кальдеры (в 250–300 м и ниже по вертикали, в руслах ручьев) также обнажаются игнимбриты пыкарвамской свиты, но здесь они перекрыты существенно иными вулканическими накоплениями, выделяемыми под названием интекинской толщи.

Как отмечалось ранее, в составе интекинской толщи четко различаются продукты деятельности нескольких внутрикальдерных вулканических центров, которые слагают сравнительно мелкие самостоятельные вулканоструктуры: аккумулятивные купола, грабены, структуры оседания. Их характеристика приводится в порядке формирования.

Самыми ранними структурными элементами видимой части заполнения Интекинской кальдеры являются Северный и Южный аккумулятивные купола.

Северный купол в центральной части достигает в поперечнике 10 км, здесь преобладают пестрые, в разной степени сваренные игнимбриты и туфы умеренно кислого и кислого состава. Среди них наблюдаются горизонты темно-серых и бурых туфобрекций, агломератовых туфов и кластолов андезито-дацитового и андезитового состава. Видимая мощность вулканических отложений 600–800 м. Толщи вулканитов лежат периклинально, углы падения не превышают 10°. В сводовой части обнажается субвулканическая интрузия липаритов ($2 \times 0,6$ км), вытянутая в субмеридиональном направлении. Вдоль западного края купола среди грубообломочных вулканических накоплений встречаются пачки сильноокремненных тонкозернистых туфопесчаников и алеврито-пелитовых тонкослоистых отложений, иногда с многочисленными остатками растений. Эта ассоциация пород напоминает фашии озерных отложений современных вулканических областей.

Южный купол, судя по доступной наблюдению юго-западной половине, имел диаметр около 15–16 км. В сводовой части преобладают линзовидно-полосчатые лавы (экструзии) липаритового состава. Они лежат периклинально с наклоном 3–5°: на крыльях купола преобладают туфобрекции кислого состава и широко развиты невыдержаные по простирианию (до 10 м мощностью) линзовидные тела игнимбритов умеренно кислого состава, богатых кристаллокластическим материалом. Мощность вулканических накоплений Южного купола не менее 1000 м. У его западного края в разрезах вулканитов наблюдались довольно мощные пачки тонкослоистых туфопесчаников.

Северный и Южный купола разделены относительно более молодой Скалистостой грабен-синклиналью. Протяженность ее 18–19 км, ширина 5–6 км. В бассейне ручья Мохового установлено, что верхняя часть разреза Северного купола и низы вулканогенных образований грабен-синклинали фациально замещают друг друга в интервале около 50 м. Нижняя толща грабен-синклинали сложена многократно чередующимися однообразными потоками (3–5 м) светло-зеленых пятнистых, кавернозных, фиамме-игнимбритов дацитового состава (400 м); средняя – игнимбритами и туфами преимущественно светло-фиолетового цвета кислого и умеренного кислого состава (200 м); верхняя – темно-серыми и бурими игнимбритами и кластоловами андезито-дацитов и андезитов (до 100 м). На крыльях и в центральной части структуры толщи горных пород наклонены под углом до 10°. Переход от одного крыла к другому имеет характер резкого излома, а не плавного перегиба.

Центральная часть Южного купола и юго-западное крыло Скалистой грабен-синклинали прорваны массивными витрокристаллокластическими биотит-рогово-обманковыми игнимбритами андезито-дацитового состава. Размер тела, вытянутого в северо-западном направлении, достигает $4 \times 1,5$ км. С вмещающими породами оно имеет крутые, часто вертикальные интрузивные контакты, а местами ограничено разломами. По петрографическим особенностям и химическому составу эти образования аналогичны покровам вороньинской свиты в Междуречной депрессии и, возможно, являются их жерловой фацией. В этом же районе на плоском водоразделе обнажается серия потоков биотит-рогово-обманково-пироксеновых игнимбритов андезито-дацитового состава, разделенных маломощными пачками туфов. Они занимают площадь $3,3 \times 4,5$ км, имеют

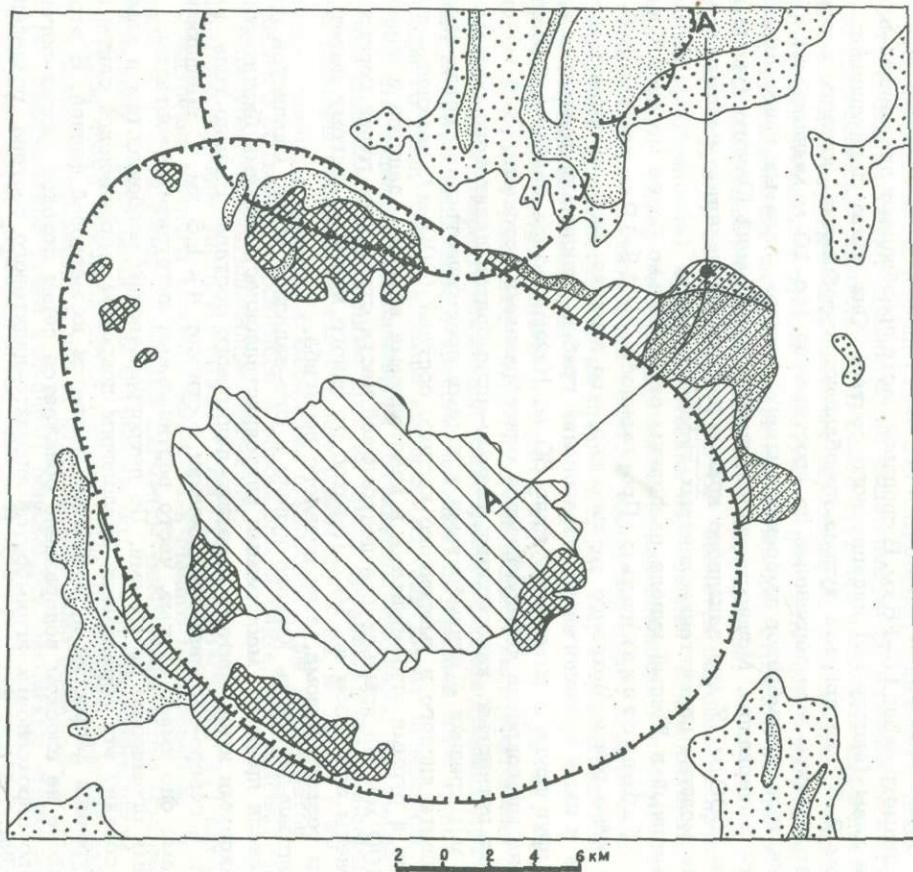
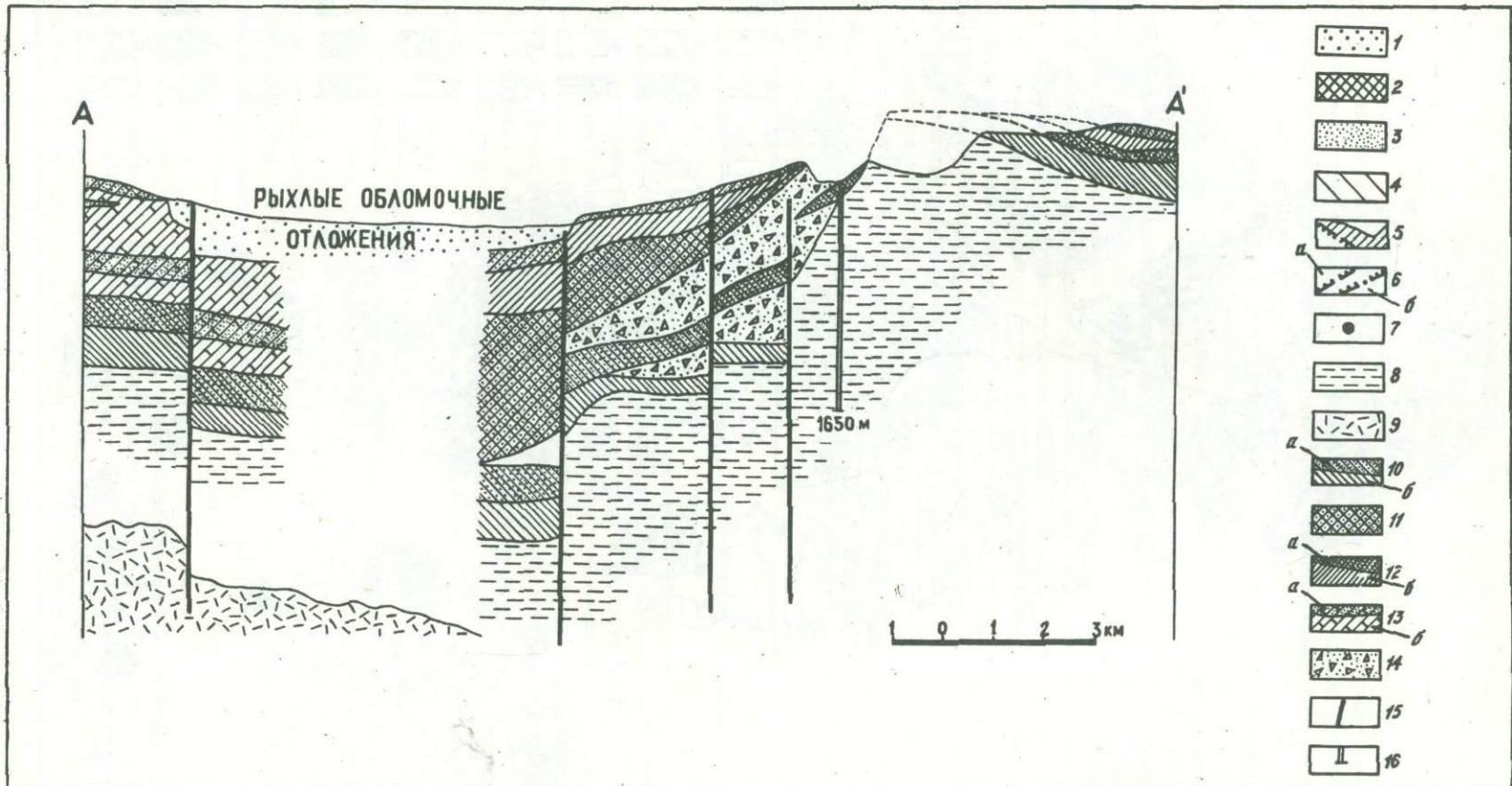
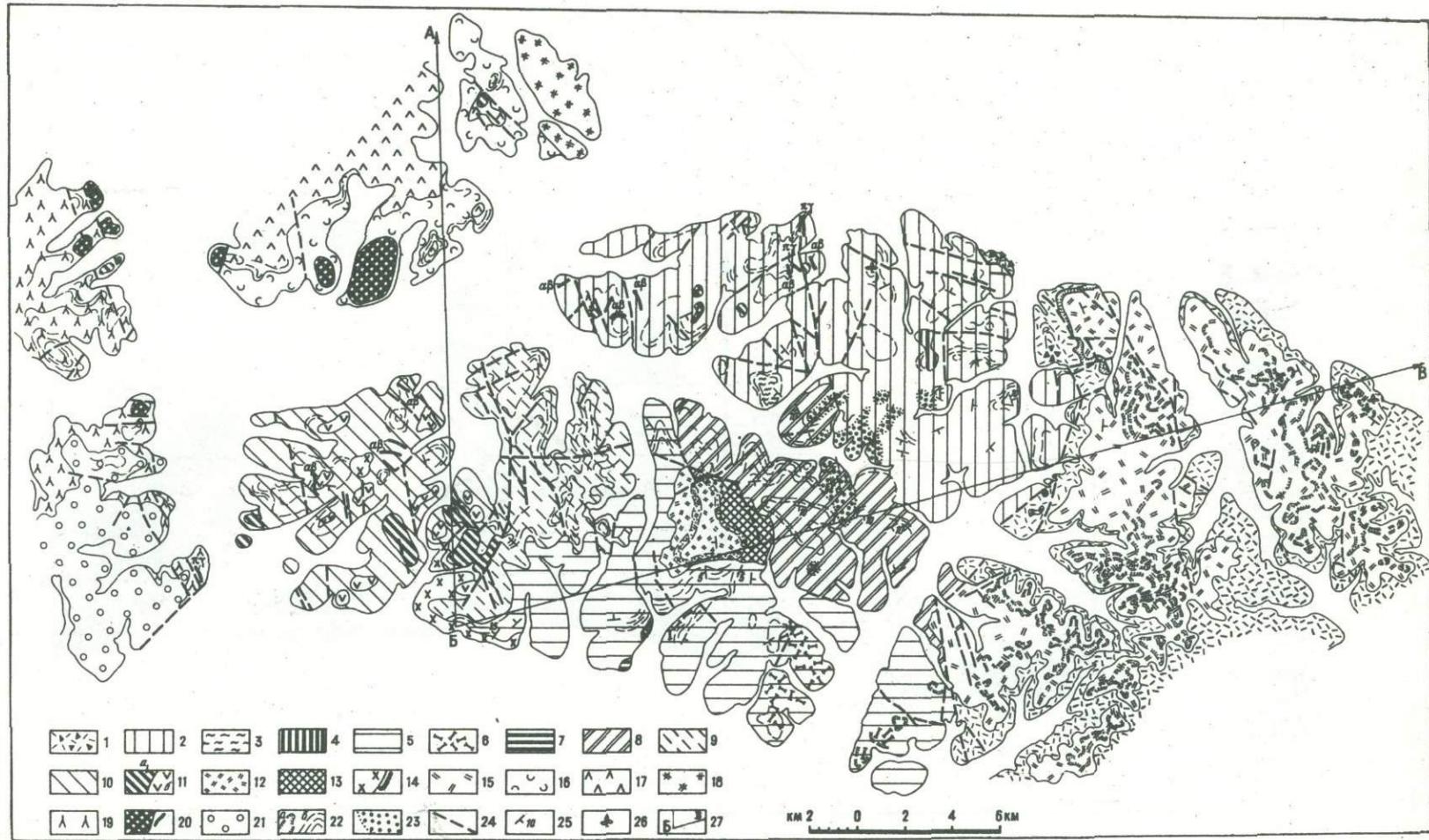


Рис. 26. Геолого-структурная карта и разрезы кальдеры Тимбер в Неваде (Byers e.a., 1968)

На схеме: 1 - игнимбриты раннего цикла (*Rainier Mesa Member*); 2 - экструзии липаритовых лав; 3 - игнимбриты и туфы позднего цикла (*Ammonia Tanks Member*); 4 - внутрикальдерные игнимбриты и туфы (*tuff of Cat Canyon*); 5 - край кальдеры и участки обрушения ее стены; 6 - кальдера Сайлент-Каньон (а - граница, установленная геологическими и геофизическими наблюдениями, б - предполагаемая); 7 - буровая скважина. На разрезе: докальдерные образования: 8 - существенно осадочные, 9 - изверженные породы, 10 - игнимбриты и туфы раннего цикла (а - кварцевые латиты, б - липариты), 11 - экструзии липаритовых лав; 12 - игнимбриты и туфы позднего цикла (а - кварцевые латиты, б - липариты); 13 - внутрикальдерные игнимбриты и туфы (а - кварцевые латиты, б - липариты); 14 - брекчии обрушения края кальдеры; 15 - разломы; 16 - буровая скважина





видимую мощность 50 м и наклонены к западу под углом 5°. Верхний горизонт игнимбритов с пачкой туфов в основании лежит непосредственно на ранее охарактеризованных интрузивных витрокристаллокластических образованиях. Петроографически и по характеру химиизма эти игнимбриты сходны с самыми верхними горизонтами воронинской свиты Мечегской депрессии.

Самой молодой в пределах видимой части Интекинской кальдеры является Иннуйтская вулканоструктура. При современном эрозионном срезе доступны для наблюдения лишь ее центральная часть и восточное крыло. В разрезе последнего преобладают потоки фиолетовых, темно-серых, бурых и зеленых игнимбритов умеренно кислого состава (300 м), а также встречаются туфы и туфобрекции биотит-пироксен-роговообманковых андезитов, приуроченные к средней части разреза. Размеры крыла по длине составляют около 12 км (80–90 дуговых градусов), ширина – до 4,5 км. В целом породы падают центрклинально к западу под углом не более 10°. Крыло отделено системой дуговых разломов и речных долин от внутренней части вулканоструктуры, по-перечный размер которой достигает 11–12 км. Здесь преобладают белесые и светло-зеленые игнимбриты и туфы кислого состава, встречаются горизонты и пачки туфопесчаников (видимой мощностью 400–450 м). Возможно, Иннуйтская вулканоструктура представляет собой переходную форму между типичными вулканоструктурами оседания и кальдерами. В ее юго-восточном секторе, особенно в зоне разломов, отделяющих внутреннюю часть структуры от ее крыла, обнажается большое количество субвулканических интрузий дацитового и андезито-дацитового, значительно реже базальтового состава. Это дайки, штоки и тела сложной формы – типа лакколитов и, возможно, сферолитов, переходящих в экструзии. Здесь же наблюдается северо-западное окончание сравнительно крупного (15 × 5 км) массива среднеэзернистых, часто порфировидных гранодиоритов и кварцевых монцонитов. Небольшой выход (1,2 × 1 км) таких же пород находится в центре вулканоструктуры.

Рис. 27. Геолого-структурная карта междуречья Большой-Малый Пыкараам (центральная часть Интекинской кальдеры)

1 – игнимбриты кислого состава пыкараамской свиты (черные треугольники – гранитные включения). Интекинская кальдера: Северный купол: 2 – вулканические накопления центральной части и крыльев купола, 3 – тонкослоистые окремненные вулканические озерные отложения, 4 – субвулканические интрузии липаритов; Южный купол: 5 – вулканические накопления центральной части и крыльев купола, 6 – массивные игнимбриты умеренно кислого состава, 7 – субвулканические интрузии кислого состава; 8 – Скалистая грабен-синклиналь; Иннуйтская вулканоструктура: 9 – восточное крыло, 10 – центральная просадка, 11 – субвулканические интрузии (а) и потоки дацитов и андезитов (б); остальные обозначения: 12 – кристаллокластические пироксен-роговообманковые игнимбриты умеренно кислого состава, 13 – интрузивные тела кристаллокластических игнимбритов биотит-роговообманковых андезито-дацитов, 14 – гранодиориты и кварцевые монцониты, а также дайки гранит-порфиров (п.у.) и липаритов (λ). Междуречная внекальдерная депрессия: 15 – игнимбриты умеренно кислого состава воронинской свиты. Калараамские кальдеры: 16 – туфы, туфобрекции и игнимбриты умеренно кислого состава, 17 – игнимбриты андезито-дацитового и андезитового состава. Мечегская внекальдерная депрессия: 18 – игнимбриты кислого и умеренно кислого состава воронинской свиты. Прочие обозначения: 19 – стратифицированные накопления, 20 – субвулканические интрузии основного и среднего состава и дайки (αβ); 21 – игнимбриты кислого состава эргываамской свиты; 22 – горизонты туфов (а) и тонко переслаивающихся образований различного происхождения (б); 23 – поля пропилитов и вторичных кварцитов; 24 – разломы; 25 – наклонное залегание, замеренное в обнажении и определенное по контактной печати; 26 – местонахождение ископаемой флоры; 27 – линия разреза (см. рис. 14, 15)

Междуречная депрессия (см. рис. 14, 15, 27) примыкает к восточному сектору Интекинской кальдеры. С севера на юг она имеет протяженность 22–23 км, а с запада на восток – 14–15 км. Западное крыло депрессии, следуя контуру края кальдеры, слабо вогнуто; в его пределах игнимбриты и туфы вороньинской свиты падают на восток под углом не более 10° . На восточном крыле вулканические отложения залегают положе (углы падения не превышают $3-5^{\circ}$) и рассечены многочисленными разломами. Мощность вороньинской свиты изменяется от 500–550 м на западном крыле депрессии, где она состоит не менее чем из четырех–пяти игнимбритовых потоков, до 250–300 м на восточном крыле, где преобладают туфы и вулканогенно–осадочные (озерные?) отложения.

Мечегская депрессия (см. рис. 14, 15) вытянута в северо–северо–западном направлении, достигая в длину 50–55 км при наибольшей ширине 35–40 км. Она имеет сложное строение и, возможно, при более детальном изучении будет разделена на несколько самостоятельных внекальдерных депрессий, формировавшихся в связи с развитием Каларваамских кальдер. В настоящее время в пределах Мечегской депрессии различаются Лево–Мечегское и Право–Мечегское погружения. Богатые кварцем игнимбриты андезито–дацитового и дацитового состава, слагающие Междуречную депрессию, в разрезах рассматриваемой структуры составляют только нижнюю часть вороньинской свиты. Верхняя же ее часть сложена здесь рогово–обманковыми (часто с пироксеном) игнимбритами андезито–дацитового состава. Изменение мощности и строения разреза вороньинской свиты в пределах Мечегской депрессии в общем имеет ту же закономерность, что и в Междуречной: в Лево–Мечегском погружении мощность свиты изменяется с запада на восток от 500–600 до 150–200 м, в Право–Мечегском – с юга на север от 400–540 до 80–100 м. Углы падения пород на крыльях депрессии не превышают $3-5^{\circ}$.

Снежинская и Уенминская кальдеры относятся к числу мелких структур, и в ассоциации с ними внекальдерные депрессии неизвестны.

Снежинская кальдера находится во внутренней зоне Центрально–Чукотского сектора вулканогенного пояса, в среднем течении р. Энмываам (см. рис. 41). Образование ее связано с периодом формирования эргываамской свиты. Кальдера в рельфе соответствует почти изометрическая депрессия по–перечником 8–10 км, обрамленная мелкогорьем, возвышающимися над ней на 100–300 м. От образований пыкараамской и коэкуньюской свит вулканические накопления кальдеры четко отделены системой дуговых и коротких (сложно сочетающихся) прямолинейных разломов. Их соотношения с покровами эргываамской свиты не вполне ясны. На правобережье р. Энмываам, в северной половине кальдеры, имеется пологая куполовидная структура, в сводовой части которой обнажаются самые нижние горизонты снежинской толщи. Поперечный размер купола достигает 6–7 км, падение пород на крыльях не превышает 10° . В его сводовой части наблюдаются обширные зоны подвергшихся окислению гидротермально измененных, сульфидизированных пород. Данная структура, получившая название Снежинского купола, по–видимому, может рассматриваться в качестве резургентного купольного поднятия внутри кальдеры. Вулканические накопления кальдеры разбиты многочисленными разломами, одна часть которых возникла в процессе формирования купола, а другая (общего северо–западного простирация) связана с региональными зонами разломов.

Уенминская кальдера находится в среднем течении р. Ульи в юго–западной части Ульинского прогиба. Она возникла в заключительные фазы формирования уракской свиты в связи с извержениями игнимбритов трахиллари–того, липаритового и трахитового состава хаканджинской толщи. Строение и история формирования кальдеры подробно изучены В.В. Ярмолюком (1973).

Гайчанская кальдера и Северо–Гайчанская внекальдерная депрессия (см. рис. 23) находятся в южной части Малтано–Ольского вулканического поля.

Гайчанская кальдера характеризуется по материалам Н.В. Ичетовкина. В плане она имеет почти изометрическую полигональную форму, размер ее равен 16×19 км (рис. 28). Кальдера заполнена преимущественно игнимб-

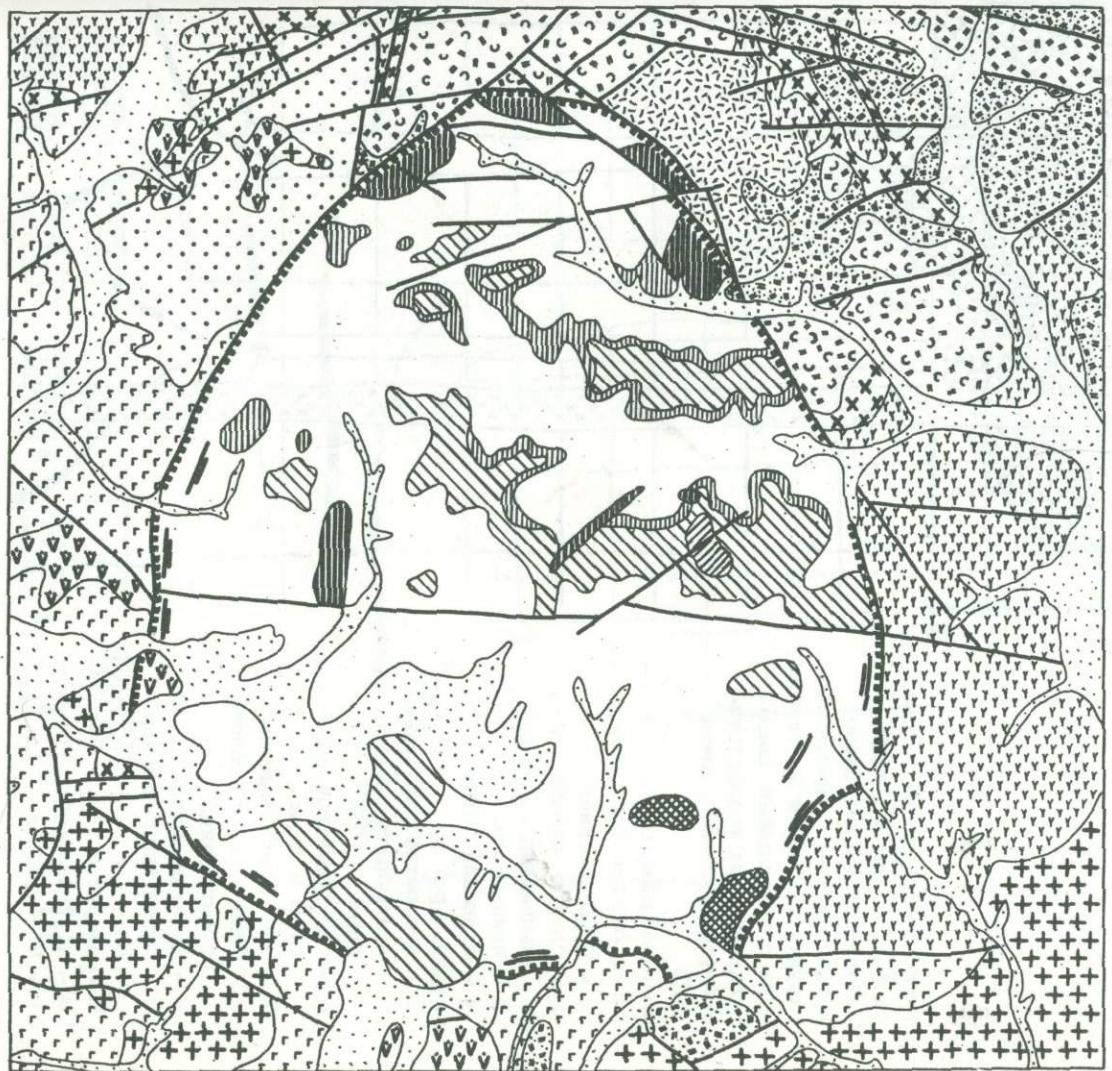
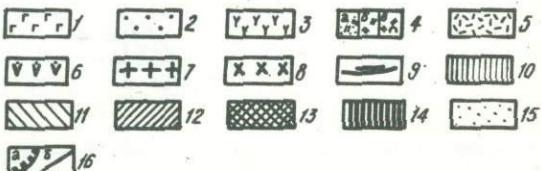


Рис. 28. Геолого-структурная карта Гай-чанской кальдеры внешней зоны Охотского сектора

Стратифицированные образования за пределами кальдеры: 1 - момолтыкская свита; 2 - хасынская свита; 3 - нараулийская свита; 4 - хольчанская свита: а - игнимбриты и туфы липарито-дацитового состава; б - преимущественно игнимбриты, в - игнимбриты и лавы; 5 - аганская толща. Интрузивные образования за пределами кальдеры: 6 - габбро, габбро-диориты, диориты и сиенито-диориты, 7 - граниты и гранодиориты; 8 - гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Внутрикальдерные образования: 9 - нестратифицированные игнимбриты и лавы липарито-дацитов и липаритов и простирание в них псевдофлюидальности, структур течения и контактов; стратифицированные накопления: 10 - андезиты, 11 - игнимбриты липарито-дацитов, 12 - игнимбриты липаритов, 13 - диориты, 14 - дайки и штоки андезитов и андезито-базальтов. Прочие обозначения: 15 - рыхлые четвертичные отложения; 16 - граница кальдеры (а), разломы (б)

1 0 1 2 3 км



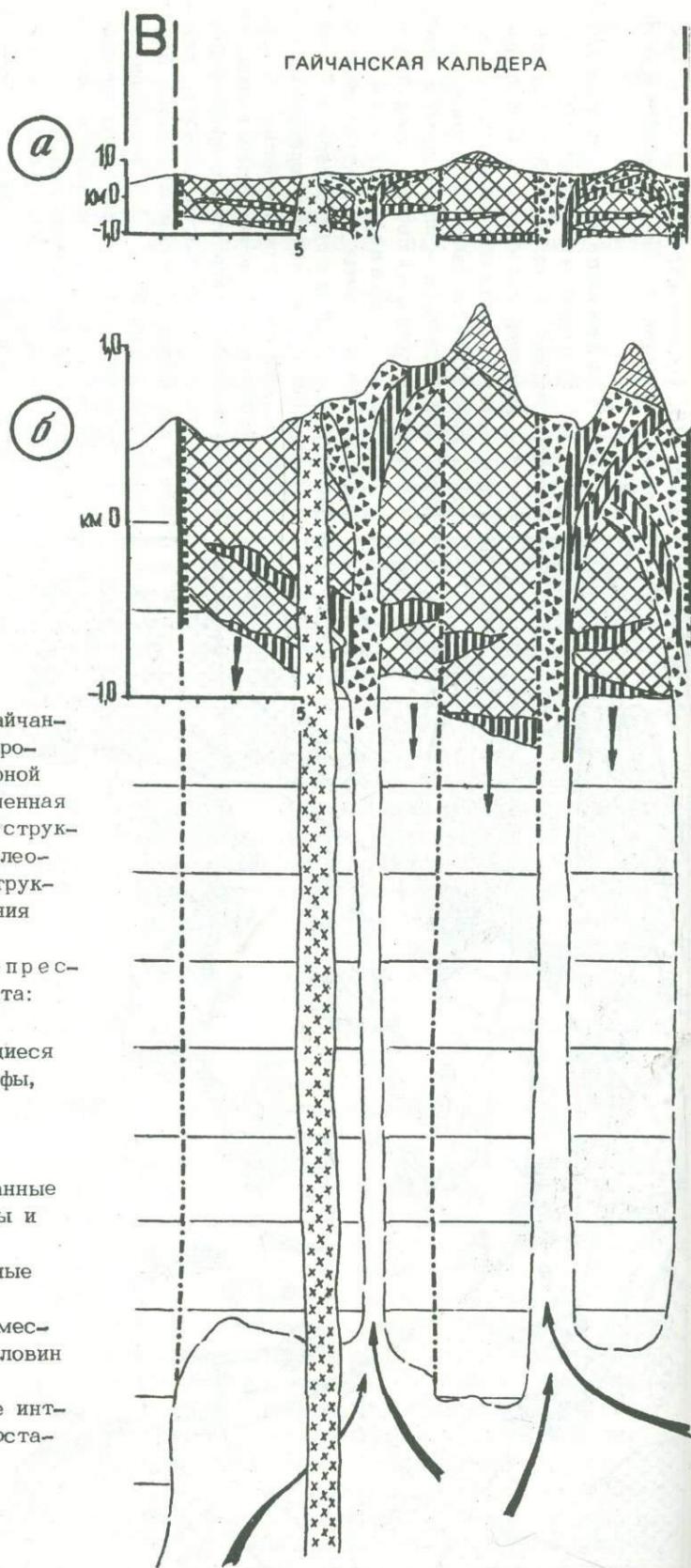
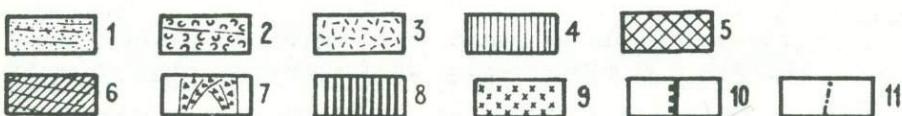
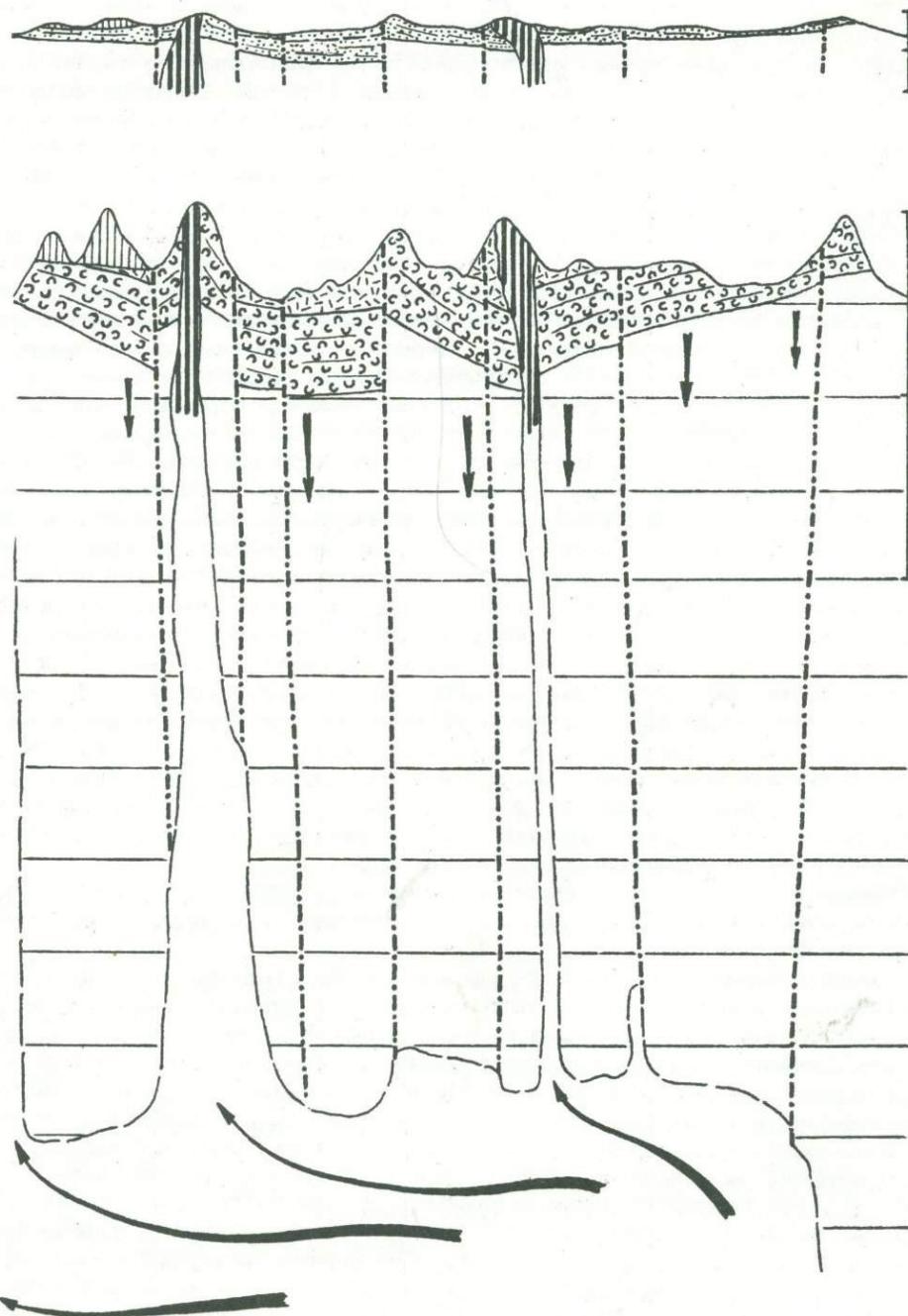


Рис. 29. Разрезы Гайчанской кальдеры и Северо-Гайчанской внекальдерной депрессии: а – современная структура, б – та же структура с элементами палеовулканических реконструкций (см. рис. 23, линия В–Г)

Внекальдерная депрессия: хольчанская свита:

- 1 – неразделенная,
- 2 – сложно чередующиеся игнимбриты и туфы,
- 3 – игнимбриты;
- 4 – аганская толща;
- кальдера:
- 5 – нестратифицированные игнимбриты, лавы и туфы,
- 6 – стратифицированные туфы и лавы,
- 7 – предполагаемые местоположения жерловин и экструзий;
- 8 – субвулканические интрузии кислого состава;
- 9 – диориты;
- 10 – край кальдеры;
- 11 – разломы

СЕВЕРО-ГАЙЧАНСКАЯ ВНЕКАЛЬДЕРНАЯ ДЕПРЕССИЯ



ритами и лавами липарито-дацитового и липаритового состава, которые в юго-восточном и юго-западном секторах имеют крутые активные (интрузивные) контакты с вулканогенными образованиями нараулийской и молотыкской свит. На остальных участках вулканоструктура ограничена разломами. В краевых ее частях, особенно на участках активных контактов, игнимбриты обладают ясной псевдофлюидальной текстурой, параллельной вертикальным и крутопадающим стенкам. Внутри определенная ориентировка псевдофлюидальности теряется, появляются массивные порфировые породы лавового облика. Среди игнимбритов резко преобладают разности, сходные по составу кристаллокластического материала (андезин - 30-40%, кварц - до 10%, биотит - менее 5%, изредка - моноклинный пироксен) с пирокластическими отложениями хольчанской свиты.

Современные водотоки врезаны в кальдерные структуры на глубину до 700-800 м, что дает возможность наблюдать некоторые особенности изменения их строения по вертикали. В северной половине кальдеры на водоразделах находятся обширные участки четко стратифицированных игнимбритов, петрографически ничем не отличающихся от массивных игнимбритов и лав нижних (видимых) частей кальдерной структуры. Переходы между ними постепенные.

В северо-восточном секторе стратифицированные накопления имеют видимую мощность 200-300 м. В нижней их части встречаются горизонты андезитов (часто двупироксеновых) и их туфов мощностью до 30 м, чередующиеся с пачками туфов кислого состава. Верхняя же половина этих стратифицированных накоплений всегда сложена игнимбритами, петрографически полностью аналогичными подстилающим нестратифицированным образованиям. Близ контактов с перекрывающими андезитами в нестратифицированных игнимбритах содержатся обломки андезитов; последние отсутствуют в тех частях структур, где нет андезитовых покровов. Нестратифицированные образования рассечены дайками и штоками андезитов (обычно двупироксеновых). Некоторые дайки "заканчиваются" потоками андезитов. Все это дает основание полагать, что "нижняя", нестратифицированная часть кальдерной структуры представляет собой, скорее всего, сложное сочетание различных вулканических фаций: субвулканических и жерловых образований, с одной стороны, и отлагавшихся на поверхности неслоистых пирокластических накоплений и экструзий лав - с другой стороны (рис.29).

В целом стратифицированные накопления кальдеры залегают периклинально с наклоном 5-10°. Реконструируемый по ним свод купола оказывается смещенным в сторону восточного сектора структуры.

Помимо отмеченных выше интрузий андезитов, в пределах кальдеры установлены интрузивные тела базальтов и гранит-порфиров, а также штоки мелко-зернистых диоритов.

Размер и форма Северо-Гайчанской внекальдерной депрессии в современной структуре района устанавливаются с определенной условностью, поскольку в ее пределах получили широкое развитие субвулканические интрузии и наложенные структуры, связанные с формированием более молодой аганской толщи (см. рис. 22, 29). В плане депрессия имеет, по-видимому, почти изометричную форму; ее поперечник достигает 22 км. Юго-западное крыло депрессии как бы "вмято": здесь она приспособливается к границе Гайчанской кальдеры.

Заполняющие депрессию вулканические накопления хольчанской свиты (300-700 м) достаточно четко разделяются на две части. Внизу лежат туфы, реже игнимбриты умеренно кислого и кислого состава, туффиты, туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты. Они перекрыты игнимбритами липарито-дацитового и липаритового состава (до 300 м), приуроченными к центральной части депрессии. По своим петрографическим особенностям эти породы сходны с игнимбритами, заполняющими Гайчанскую кальдеру.

Депрессия рассечена многочисленными веерообразно расходящимися разломами, простижение которых меняется от восточного (на севере структуры) до юго-восточного (в юго-западной ее части). Некоторые из этих разломов контролируют размещение наложенных на депрессию игнимбритовых покровов аганской толщи и связанных с их формированием субвулканических интрузий кислого состава.

Сложные структуры в районах вулканических плато

Сложные (изометричные отрицательные) вулканоструктуры, формирующиеся в районах вулканических плато, изучены еще очень слабо. Предварительно, по общим морфологическим признакам выделяются два главных типа этих структур: 1) депрессии с внутренними просадками и кальдерами и 2) депрессии с внешней кольцевой системой грабенов. Хотя изучено незначительное количество сложных вулканоструктур, намечается некоторая зависимость их общего строения от характера вулканизма.

Структуры, образовавшиеся в результате извержений андезито-базальтов и андезитов, представляют собой относительно крупные депрессии, усложненные мелкими вулканоструктурами оседания, которые формируются в заключительную стадию развития основной структуры (по составу вулканические накопления главной депрессии и просадок существенно не отличаются). При мерами сложных вулканоструктур являются Верхне-Анадырская и Верхне-Яблонская.

Сложные вулканоструктуры, возникающие в результате излияний андезито-базальтов и андезитов, с одной стороны, и извержений соизмеримых с ними объемов туфов (в том числе и игнимбритов) кислого и умеренно кислого состава, с другой стороны, по-видимому, характеризуются значительным разнообразием структурных форм. При этом морфология структуры зависит от характера последовательности вулканических процессов. Ниже приводятся примеры строения некоторых сложных отрицательных вулканоструктур.

Депрессии с внутренними просадками и кальдерами

Верхне-Анадырская вулканоструктура (см. рис. 18) находится на междуречье Анадыря и Малого Аниоя. В плане ее форма приближается к овалу, длинная ось которого простирется в северо-восточном направлении и достигает 55 км, а короткая — 45 км. Границы депрессии на юго-востоке, юге и северо-западе определяются ареалом развития мощных (500–700 м) накоплений преимущественно лав андезито-базальтов и андезитов коэкуньюской свиты, которые повсеместно подстилаются толщей туфов основного, среднего и кислого состава, слагающей самую нижнюю часть свиты. На крыльях депрессии вулканиты полого (от 2–3 до 4–6°) наклонены к ее центру, где покровы лав лежат почти горизонтально. На севере депрессия граничит по разломам субширотного простирания с Останцовским горстом. Здесь отложения коэкуньюской свиты довольно круто (от 10–15 до 20–25°) падают на юг.

В северо-восточной части депрессия усложнена двумя небольшими вулканоструктурами оседания (Тимофеевской и Варынокваамской), образовавшимися в заключительный этап формирования коэкуньюской свиты. Тимофеевская структура охарактеризована ранее. Варынокваамская сложена преимущественно лавами андезито-базальтов. Она расчленена на три крупных блока разломами субширотного простирания, параллельными разломам южного ограничения Останцовского горста. Образование обеих вулканоструктур предшествовали извержения небольших объемов пирокластического материала кислого и умеренно кислого состава.

Секчинская вулканоструктура, подробно описанная В.В. Ярмолюком (1973), находится в юго-западной части Ульинского прогиба (см. рис. 42). Ее формированию предшествовало накопление вулканических отложений кислого и умеренно кислого состава (амкинская свита), которые непосредственного отношения к рассматриваемой структуре не имеют. Секчинская депрессия четко обособилась как самостоятельная структура в связи с излияниями больших объемов андезито-базальтов и андезитов хетанинской свиты. Возникшая блодцеобразная отрицательная структура имела поперечник 45–50 км. Затем последовали крупные извержения пирокластического материала липаритового —

грахигового состава, образовавшие две толщи – бургаливскую и хаканджинскую. Ареал кислого вулканизма охватывал лишь юго-восточную часть депрессии, в пределах которой последовательно сформировались две более мелкие вулканоструктуры: Дюльбякинская депрессия (20×25 км), возникшая в период накопления бургаливской толщи, и Уенминская кальдеры (14×16 км), вложенная в нее и заполненная игнимбритами хаканджинской толщи.

Ранее описанные Пыкарваамская депрессия и кальдерный комплекс южной части Пегтымельского прогиба при совместном рассмотрении также представляют собой сложную вулканоструктуру.

Депрессии с внешней кольцевой системой грабенов

Это, по-видимому, один из типов структур, наименее распространенных в вулканогенном поясе. Он представлен пока единственной Пеледонской вулканоструктурой.

Пеледонская вулканоструктура (рис. 30, 31) находится на правобережье верхнего течения р. Анадырь. Она выделена и достаточно подробно описана И.Н. Котляром (1972). Последовательность вулканических явлений, приведших к образованию. Пеледонской вулканоструктуры, была иной, чем в рассмотренной выше Секчинской депрессии. Образование структуры предшествовало накопление мощных толщ базальтов, андезито-базальтов и андезитов (саламихинская, икулилэкинская и вилковская толщи). Развитие структуры началось с извержений пирокластического материала кислого и умеренно кислого состава, а закончилось излияниями андезито-базальтов и андезитов.

Пеледонская вулканоструктура состоит из центральной просадки диаметром $14-16$ км и окружающей ее кольцевой системы грабенов, поперечник которой (по внешнему краю) колеблется от 22 до 30 км. В северо-восточном секторе, в интервале дуги 90° , кольцевая система грабенов разомкнута. В остальных частях она отделена от центральной просадки выходами более древних вулканогенных толщ, образующих основание вулканоструктуры.

Кольцевая система грабенов формировалась вдоль сложно сочетающихся между собой линейных и дуговых разломов, часть которых связана с разрывными нарушениями более древнего заложения. Характерно, что величина вертикального смещения по разнотипным разломам, участвовавшим в развитии вулканической структуры, не превышает $250-300$ м. Кольцевая система грабенов сложена вулканическими накоплениями (игнимбритами и туфами) кислого состава. В ее пределах наблюдаются жерловые фации и многочисленные субвулканические интрузии. Последние сложены породами как кислого, так и среднего состава.

Центральная просадка на ряде участков (главным образом в северо-восточном секторе) ограничена разломами. Тем не менее почти повсеместно на ее крыльях обнажаются туфы и игнимбриты кислого состава, видимая мощность которых достигает $400-500$ м. В верхней части разреза в них содержатся прослои и пачки туфопесчаников. Вулканические отложения кислого состава имеют центриклинальное падение с углами наклона $5-15^\circ$. Выше согласно лежат андезито-базальты и андезиты, их туфы и туфобрекции ($400-500$ м), слагающие внутреннюю часть просадки. В центре вулканоструктуры они залегают почти горизонтально. Субвулканические интрузии кислого и среднего состава в пределах центральной просадки распространены достаточно широко. Большинство их имеет форму штоков, некоторые, возможно, являются силлами. В центре просадки находится группа липаритовых и гранит-порфировых штоков (до $1,5$ км в поперечнике), образующих куполовидные структуры в покровах андезито-базальтов и андезитов, которыми завершается разрез вулканитов Пеледонской вулканоструктуры.

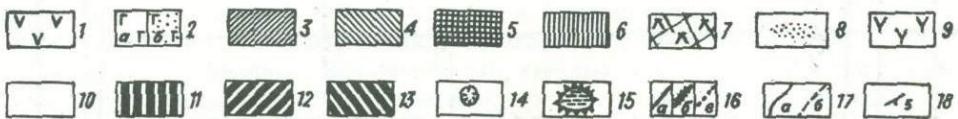
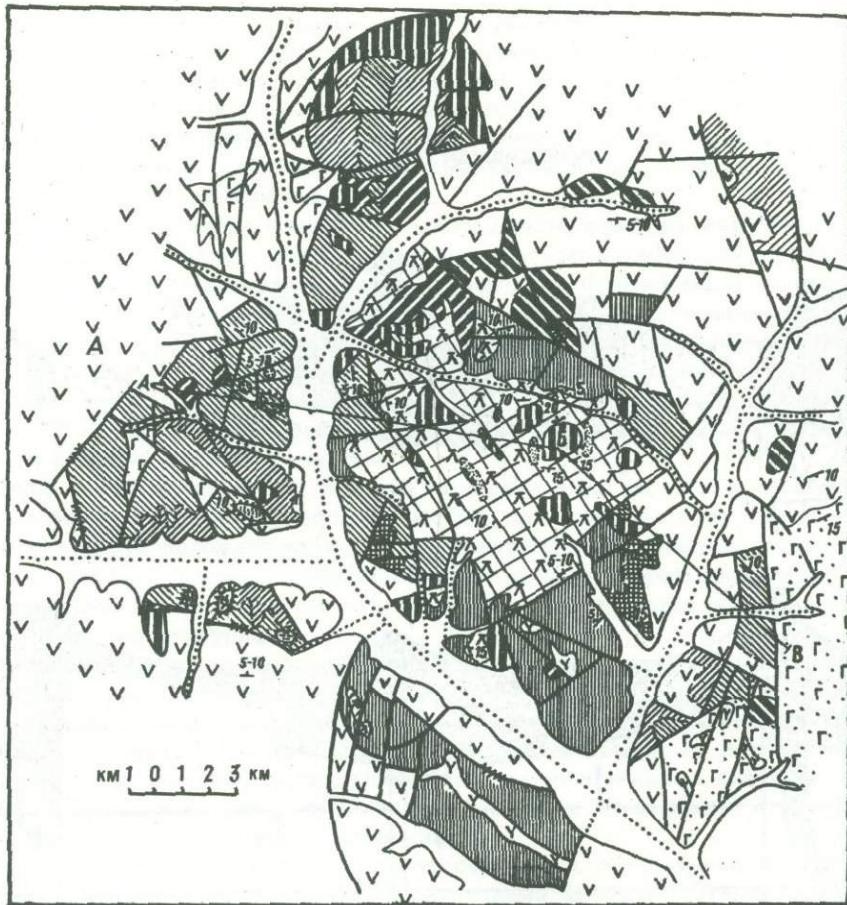


Рис. 30. Геолого-структурная карта Пеледонской вулканоструктуры внешней зоны Анадырского сектора (Котляр, 1972).

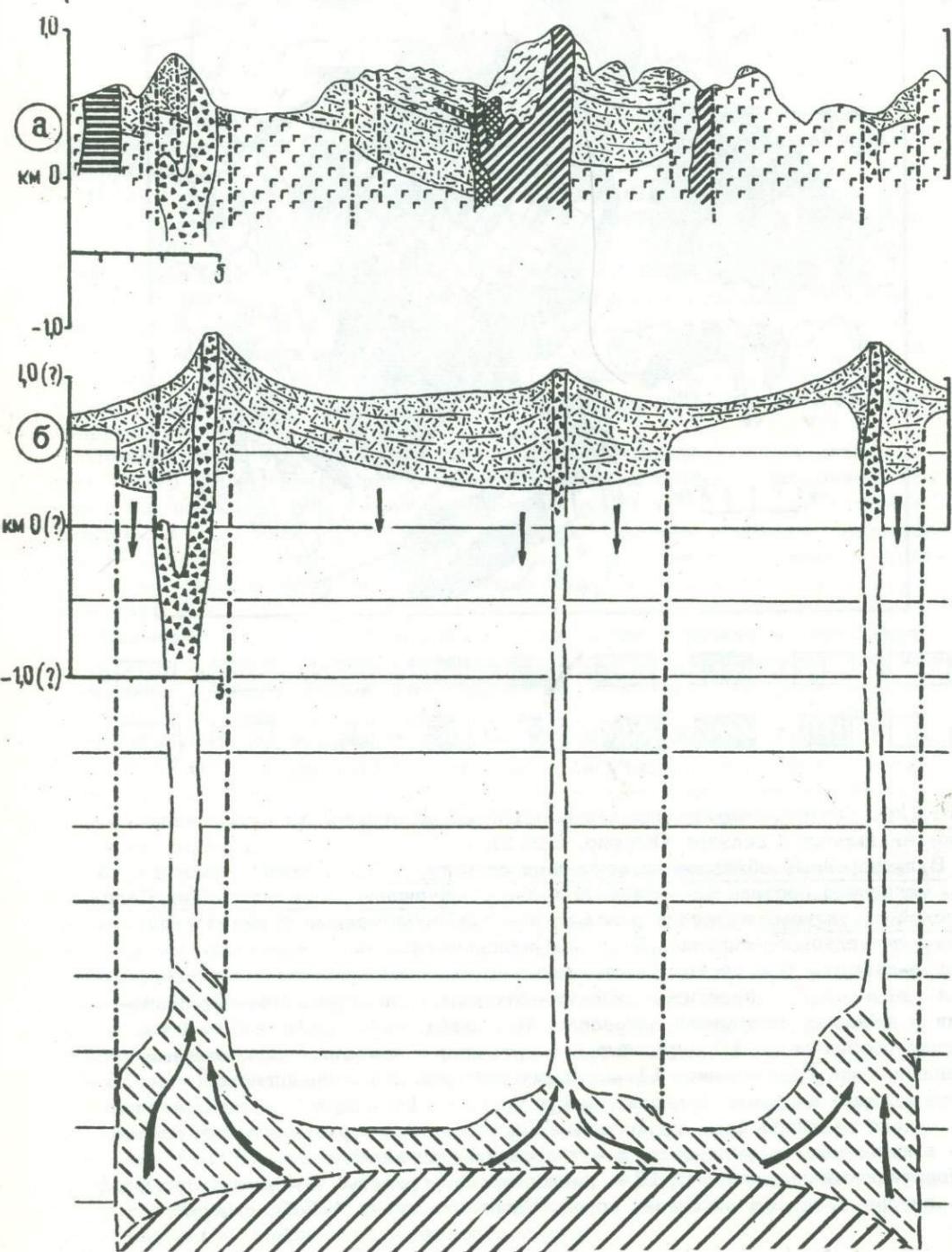
Вулканогенные образования основания структуры: 1 - среднего состава, 2 - основного состава (а - лавы, б - туфы). Вулканические накопления Пеледонской структуры: нижняя толща: 3 - грубообломочные туфы, 4 - игнимбриты липаритового состава, 5 - лавы и игнимбриты липаритов, дацитов, андезито-дацитов, 6 - порфирокластические игнимбриты дицитового состава; верхняя толща: 7 - андезиты, андезито-базальты и их туфы, 8 - туфопесчаники в пределах внутренней депрессии, 9 - андезито-базальты и базальты. Прочие обозначения: 10 - рыхлые четвертичные отложения; позднемеловые субвулканические образования: 11 - кислого состава, 12 - среднего состава; 13 - раннемеловые андезиты и диоритовые порфиры; 14 - вулканические жерла; 15 - поля развития даек липаритовых кластолов; 16 - разрывные нарушения: а - выраженные на местности, б - трассируемые дайками, в - скрытые под четвертичными отложениями; 17 - геологические границы: а - между толщами, б - внутри толщ; 18 - падение пород. Разрез по линии А-Б-В, см. рис. 31.

A

Б

В

ПЕЛЕДОНСКАЯ СТРУКТУРА



Интузивно-эффузивные структурные комплексы

Наиболее типичным проявлением интузивно-эффузивного структурного комплекса является сочетание центральной отрицательной структуры, заполненной вулканогенными толщами, и внешней кольцевой зоны, в пределах которой находятся многочисленные выходы эпизональных гранитоидных интрузий или субвулканических тел различного состава. Эти сложные структурные образования аналогичны кольцевым магматическим комплексам вулкано-плутонического типа, в понимании Л.Н. Шарпёнов (1971).

Сложность внутреннего строения и длительность развития известных интузивно-эффузивных структурных комплексов Охотско-Чукотского пояса находятся в определенной зависимости от их размеров. Формирование крупных структур (с поперечником 40–80 км) нередко происходит на протяжении всего периода развития вулканогенного пояса. Внутри них часто наблюдаются вполне четко обособленные (сравнительно мелкие) отрицательные, иногда положительные вулканоструктуры. Кольцевые комплексы, поперечные размеры которых не превышают 30–35 км, как правило, имеют сравнительно простое строение и менее длительную историю развития.

Обычно внешняя кольцевая зона как положительная структура проявляется лишь по отношению к центральной депрессии, хотя нередко в ее пределах имеются и настоящие положительные, преимущественно куполовидные структуры. Случай же когда отдельные участки внешней кольцевой зоны выступают как горсты-антклинали, обусловлены тем, что рядом формируются другие отрицательные вулканоструктуры.

В зависимости от характера интрузий, преобладающих во внешней кольцевой зоне, различаются два типа структур.

Тип А. Сюда относятся структуры с широким развитием эпизональных гранитоидных интрузий. Последние иногда еще слабо вскрыты, но в таких случаях положение их довольно четко прослеживается по ореолам метаморфизма. Примерами крупных структур являются Арманская и Наяханская, а мелких – Нявленгинская, Авнавлинская, Атакаевская.

Тип Б. К данному типу принадлежат структуры, обрамленные преимущественно субвулканическими трещинными интрузиями кислого состава. В Охотско-Чукотском поясе – это Туромчинская вулканоструктура. К этому же типу относятся вулканоструктуры Ульген-Каракуу в Казахстане, Андрои на Мадагаскаре (Battisstini, 1959), Гленко в Шотландии (Taubeneck, 1967).

Особый тип интузивно-эффузивных структурных комплексов образуют единичные интузивные купола и примыкающие к ним также обычно единичные

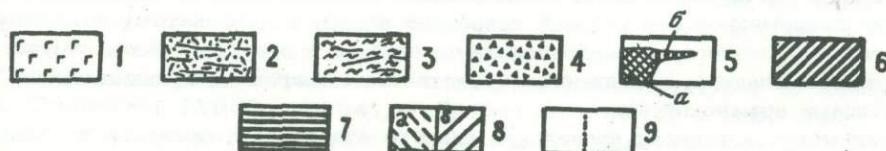


Рис. 31. Разрезы Пеледонской структуры

а – современная структура, б – палеовулканологическая реконструкция формирования вулканических накоплений кислого состава (см. рис. 30)

1 – комплекс основания: лавы и туфы среднего и основного состава; вулканические накопления Пеледонской вулканоструктуры; 2 – преимущественно туфы и игнимбриты кислого и умеренно кислого состава; 3 – преимущественно андезито-базальты; 4 – жерловины вулканитов кислого состава; 5 – жерловины вулканитов андезито-базальтового состава (а) и ассоциирующие с ними субвулканические тела (б); поздние субвулканические интрузии; 6 – кислого и 7 – среднего состава; 8 – кислый (а) и андезито-базальтовый (б) расплавы – продукты дифференциации в периферическом очаге андезитовой магмы; 9 – разломы

прикупольные депрессии, сложенные вулканическими накоплениями аналогичного (или близкого) интрузии состава. Такие прикупольные отрицательные структуры имеют различную в плане форму: изометричную, чаще неправильную, изредка сложную полигональную. Их пространственная ориентировка и форма нередко "приспособлены" к расположенному рядом куполу, а в попечном разрезе они имеют вид односторонне выпуклых, обычно асимметричных линз (иногда, особенно со стороны купола, ограничены разломами). Примерами прикупольных депрессий являются Аганская, Ингагченская и Кунанская. Первые две находятся в бассейнах Армани и Хасына; они ассоциируют с куполом, в ядре которого обнажается гранитоидный массив Сфинкс. Кунанская прикупольная депрессия расположена в бассейне р. Кетанды рядом с куполом, ядро которого сложено субвулканическими липаритами и гранит-порфирами.

В общем прикупольные отрицательные вулканоструктуры по способу образования, вероятно, можно параллелизовать со структурами типа конка, описанными Ван Беммеленом (1957). Наиболее часто они образуются в связи с проявлением кислого магматизма и нередко представляют собой составные части кольцевых магматических комплексов, как, например, Аганская структура.

Арманная структура (см. рис. 23, 32) занимает среднее течение р. Армани и правобережье верхнего течения р. Хасын. В ее пределах наблюдается, пожалуй, самый полный разрез вулканических накоплений внешней зоны Охотского сектора, подробное описание которого дано в гл. II (см. рис. 17). Внутренняя депрессия структуры, определяемая по площади развития нараулийской и отчасти хольчанской свит, имеет поперечник 50–55 км. Ширина внешней кольцевой зоны, по-видимому, не превышает 10–12, а иногда уменьшается до 6 км. В северной ее половине обнажаются преимущественно складчатые толщи верхоянского комплекса, а в южной – вулканогенные образования момолтыкской свиты. В пределах внешней кольцевой зоны находятся многочисленные выходы гранитоидных интрузий, крупнейшими из которых являются массивы Сфинкс, Верхне-Сеймканский, а также ряд интрузивных тел на междуречье Армани и Ойры, обычно включаемые в состав сложного Средне-Янского plutona. Во внешней кольцевой зоне сосредоточена и подавляющая часть субвулканических интрузий – преимущественно гранит-порфир, гранодиорит-порфир, липариты, реже дациты, андезиты и андезито-базальты. Размеры выходов субвулканических тел кислого состава достигают 10–15 км².

Характер простых вулканоструктур, формировавшихся в связи с накоплением существенно андезитов, андезито-базальтов и туфов нараулийской свиты, не известен. Исходя из анализа фаций, можно полагать, что в центре структуры существовала группа вулканических аппаратов центрального типа; подошва их, подобно современному Авачинскому вулкану (Штейнберг и др., 1966; Дмитриев, 1970), могла испытывать значительные компенсационные оседания. По периферии современной центральной депрессии наряду с вулканитами накапливались толщи вулканогенно-осадочных отложений, а в северной части структуры возникла впадина, заполненная существенно осадочными вулканомиктовыми толщами арманской свиты.

По-видимому, к периоду проявления кислого вулканизма, продукты которого слагают хольчанскую свиту, можно отнести начало образования внешней кольцевой зоны Арманской структуры. Накопления хольчанской свиты распространены лишь в северо-западном секторе структуры и пространственно тяготеют к гетерогенному Верхне-Сеймканскому гранитоидному массиву, обнажающемуся в ядре крупного куполовидного поднятия. Гранитоиды прорывают породы нараулийской свиты, но часть гранитов была закристаллизована и вскрыта к началу накопления хольчанской свиты. По-видимому, в этот период внедрялись массивы гранитоидов восточной части Средне-Янского plutона (междуречье Ойра – Армани), а также гранодиорит-порфиры – в пределах восточного сектора вулканоструктуры на междуречье Хасын-Магадавен.

На более поздней стадии развития в пределах центральной депрессии сформировались три пространственно разобщенные отрицательные вулканоструктуры. Две из них, Хатачанская и Загорская, представляют собой типичные изомет-

ричные вулканоструктуры оседания, сложенные андезито-базальтами, а также базальтами и андезитами; третья — Аганская является прикупольной структурой; она имеет почти треугольную в плане форму и заполнена игнимбритами и туфами кислого состава.

Загорская вулканоструктура оседания находится в северо-западном секторе центральной депрессии; она образовалась в процессе излияний андезито-базальтов и андезитов ульинской свиты. Эта структура подвергалась сильному эрозионному расчленению, и в настоящее время контуры ее определяются в значительной мере условно.

Хатачанская вулканоструктура занимает в основном юго-западный сектор центральной депрессии. Вулканоструктура сложена андезито-базальтами ульинской и базальтами мыгдыкитской свит, которые разделены горизонтом пестроцветных игнимбритов и туфов кислого состава, параллелизуемых с ольской свитой. Общая мощность вулканитов не менее 1500 м. По составу и последовательности вулканических накоплений, а также по условиям образования Хатачанская структура подобна Ольской депрессии. В плане она имеет форму неправильного овала с попечником 18–23 км. Строение ее асимметрично. Игнимбриты и туфы кислого состава распространены только в северной половине вулканоструктуры. В пределах западного, южного и восточного секторов структуры породы наклонены в среднем под углом 5°. На севере, вдоль разломов субширотного простирания, она граничит с Аганской структурой. По данным В.А. Огородова, в центральной части поля мыгдыкитских базальтов, вокруг жерловых и субвулканических образований, наблюдаются периклинальные залегания лавовых потоков.

По-видимому, на стадии развития Хатачанской и Загорской вулканоструктур в западном секторе внешней кольцевой зоны Арманской структуры происходило внедрение трещинных и пластовых интрузий мелкозернистых кварцевых сиенито-диоритов и диоритовых порфиритов, часть которых входит в состав гетерогенного Верхне-Сеймканского массива.

Аганская вулканоструктура относится к типу прикупольных обрушений, т.е. депрессий. В плане она имеет форму треугольника с основанием около 32 км, ориентированным в запад-северо-западном направлении (от верхнего течения р.Хасын до долины р.Армани). Северо-восточная сторона вулканоструктуры вогнута (см. рис. 23, 33) относительно купольного поднятия, в ядре которого обнажаются граниты и гранодиориты массива Сфинкс. Почти со всех сторон она имеет четкие разломные ограничения. Максимальные амплитуды перемещения по этим разломам, по-видимому, достигают 1000 м. Суммарная мощность вулканических накоплений в той части, которая примыкает к куполу, оценивается в 1300 м. Вдоль северо-восточного и северо-западного краев структуры обнажаются многочисленные субвулканические интрузии (и, возможно, жерловые образования) кислого состава, а также крупные тела эксплозивных брекчий умеренно кислого состава.

Последовательность образования Аганской вулканоструктуры, по данным И.М. Сперанской (1963б; 1964), Р.А. Еремина (1974) и В.В. Ярмолюка (1973), представляется следующим образом. Куполообразование на месте будущего массива Сфинкс сопровождалось заложением системы дуговых разломов. В сочетании с разломами северо-западного простирания они составили зону разрывных нарушений, соответствующую современному северо-восточному ограничению Аганской вулканоструктуры. По-видимому, здесь произошли первые прорывы кислой магмы на поверхность, давшие начало образованию нижней существенно туфовой части разреза аганской толщи. Судя по характеру распространения субвулканических интрузий кислого состава (см. рис. 33), родственных образованиям нижней части разреза аганской толщи, общие контуры вулканоструктуры обрушения наметились уже в это время.

На заключительной стадии формирования куполовидного поднятия прорыв гранитоидного расплава произошел в его центре (на месте современного выхода массива Сфинкс). Строение разреза верхней части аганской толщи свидетельствует о том, что главная часть пирокластических накоплений Аганской

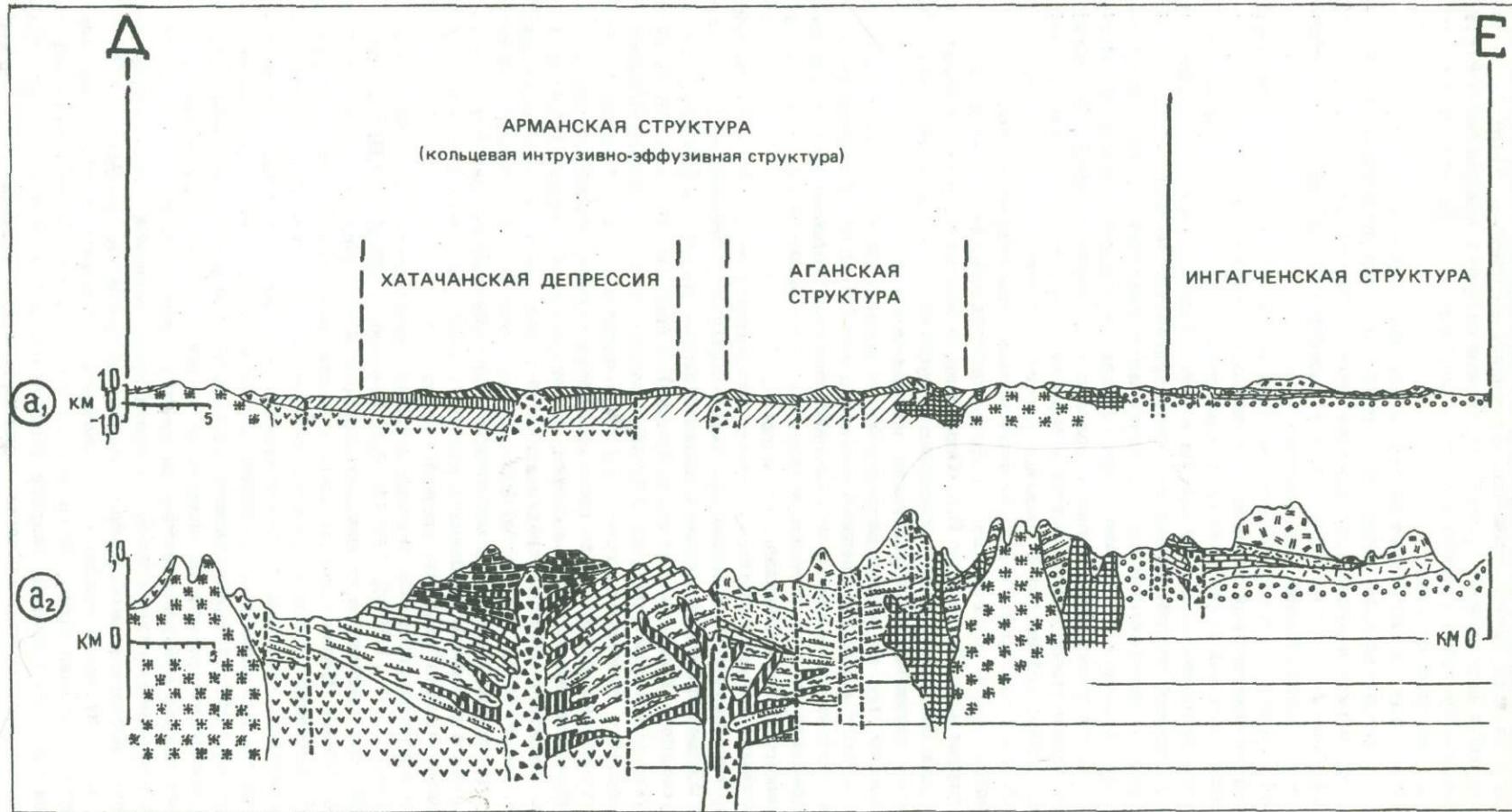


Рис. 32

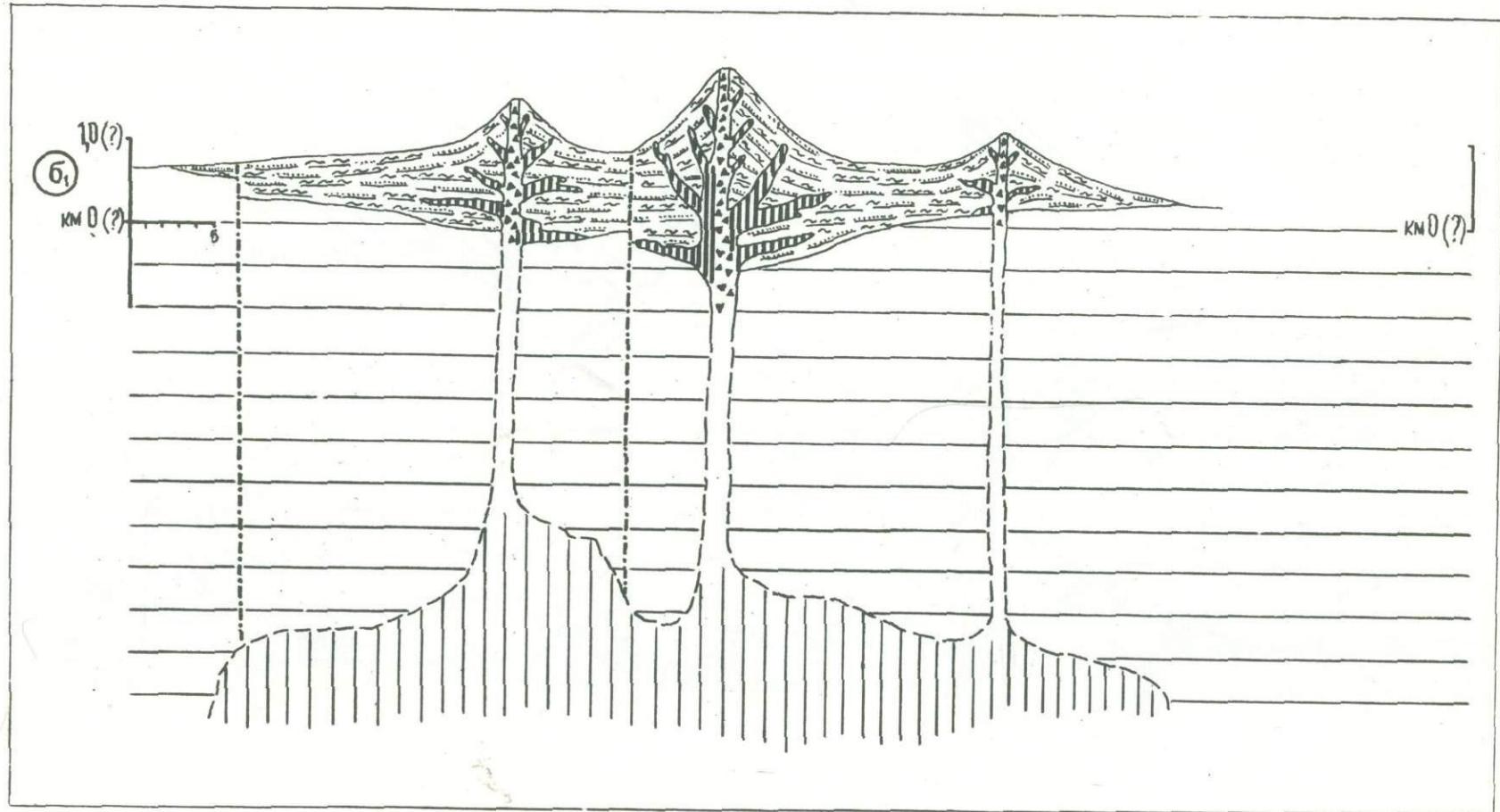


Рис. 32.

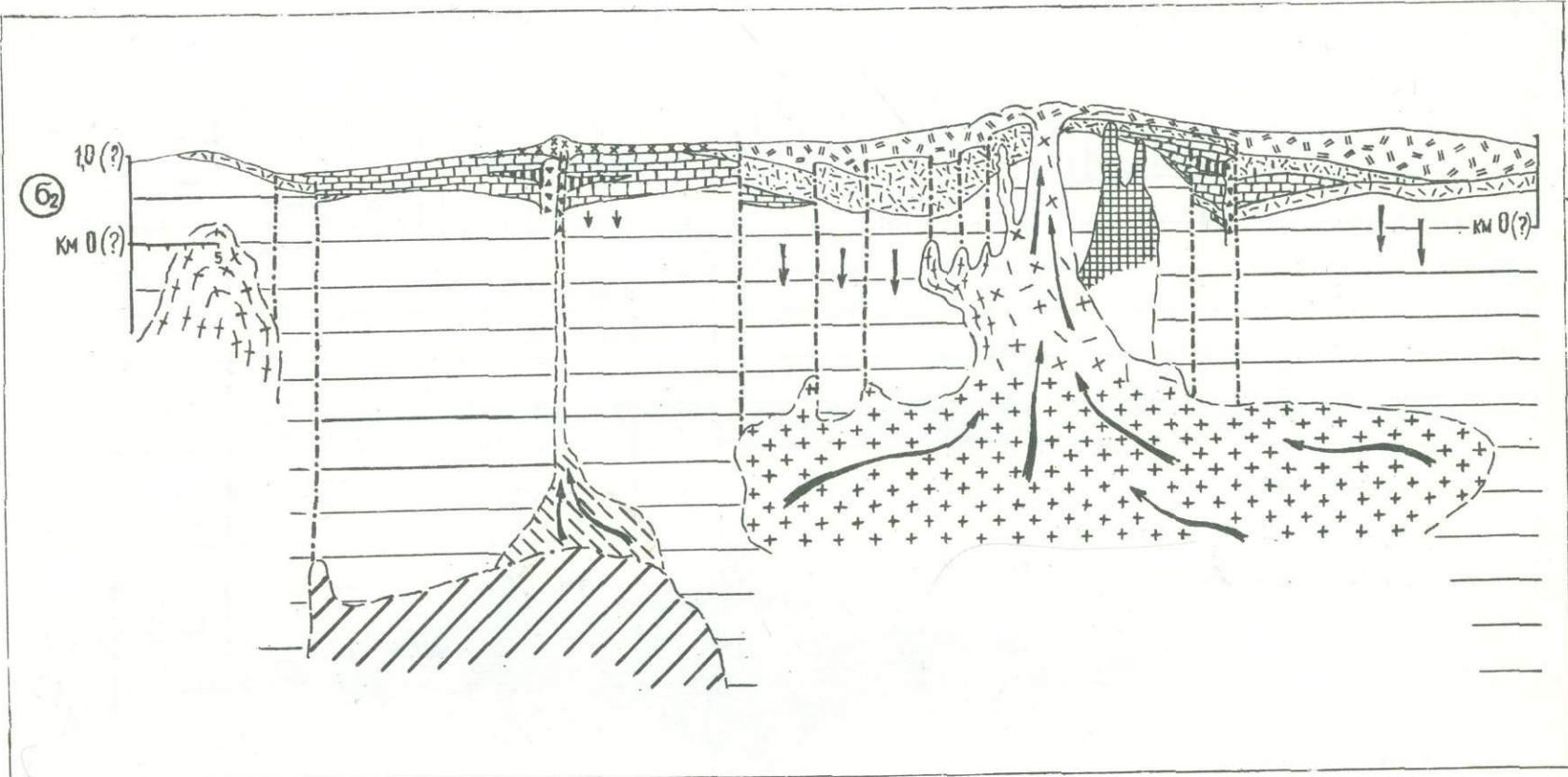


Рис. 32.

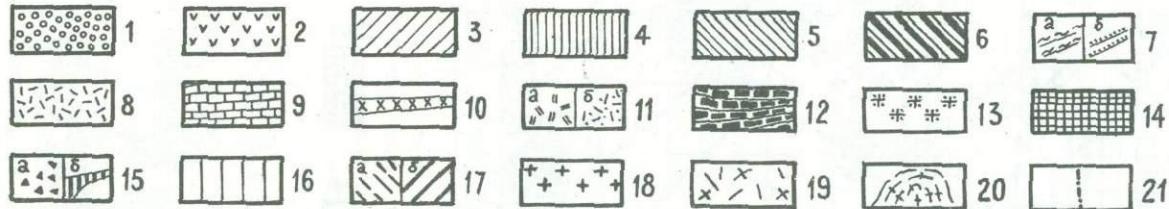


Рис. 32. Разрезы Арманской и Ингагченской структур

a_1 – современные структуры; a_2 – те же структуры с элементами палеовулканологических реконструкций; b_1 – палеовулканологическая реконструкция этапа формирования нараулийской свиты; b_2 – то же ольской свиты и аганской толщи (см. рис. 23, линия Д–Е)

1 – складчатый комплекс мезозоид; 2 – момолтыкская свита; вулканические накопления Арманской и Ингагченской структур (3–6 – только на разрезе a_1); 3 – нараулийская и хольчанская свиты, 4 – улынская свита, 5 – аганная толща, 6 – ольская и мыгдыкитская свиты; 7 – нараулийская свита: а – лавы, б – туфы, туфобрекции, туфопесчаники, туфоконгломераты; 8 – хольчанская свита; 9 – улынская свита; 10 – ольская свита; 11 – аганная толща:

а – туфы, игнимбриты, экструзии липаритов, эксплозивные брекции, б – игнимбриты кислого состава (преимущественно богатые кристаллоидистическим материалом разности); 12 – мыгдыкитская свита; 13 – гранитоиды; 14 – субвулканические интрузии кислого состава; 15 – предполагаемые главные жерловины (а) и связанные с ними субвулканические интрузии (б); 16 – периферический магматический очаг андезитовой магмы; 17 – кислый (а) и основной (б) расплавы – продукты дифференциации в периферическом очаге андезитовой (андезито-базальтовой) магмы; 18 – периферический магматический очаг гранитной магмы; 19 – зоны вспенивания и дезинтеграции гранитного расплава; 20 – внедряющийся гранитоидный массив; 21 – разломы

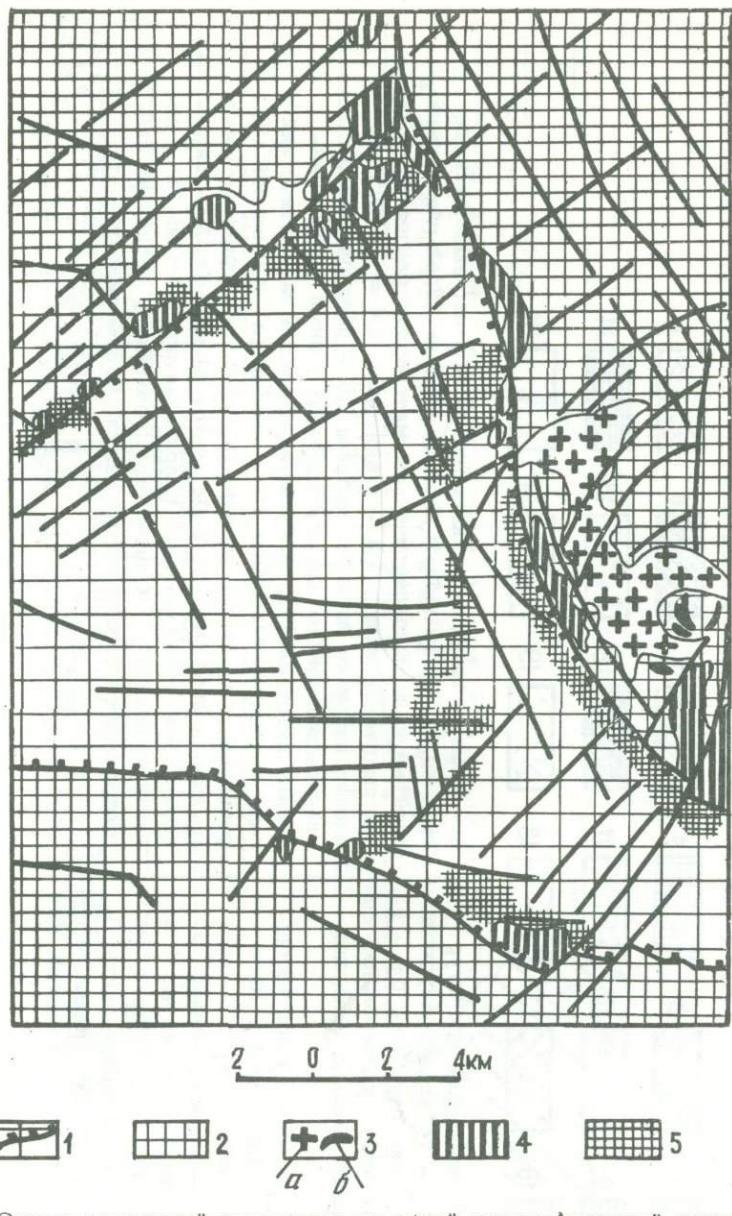


Рис. 33. Схема разломной тектоники западной части Аганской структуры (по Еремину, 1971; с изменениями автора)

1 – вулканические накопления аганской толщи (и граница Аганской прикупольной структуры обрушения); 2 – вулканогенные образования нараулийской и хольчанской свит; 3 – гранитоиды массива Сфинкс: а – главное тело, б – мелкие интрузивы; 4 – субвулканические интрузии; 5 – зоны сгущения субвулканических интрузий, экструзий, эксплозивных брекций и гидротермально измененных пород преимущественно в отложениях нижнего горизонта аганской толщи; 6 – разломы и зоны трещиноватости

структуры образовались в два этапа извержений. Вначале сформировались мало- мощные потоки сильно сваренных игнимбритов и туфов липаритового состава, умеренно насыщенных кристаллокластическим материалом, а затем – массивные порфиро- и кристаллокластические игнимбриты с многочисленными гомеогенными включениями гранитов. Вероятно, в эту стадию в результате быстрого опустошения очага произошло резкое обрушение и окончательное формирование

Аганской вулканоструктуры. Накопление аганской толщи в общем приходится на тот же интервал времени, что и ольской свиты. Не исключено, что оно было значительно менее продолжительным.

Некоторые важные особенности развития и дополнительные подтверждения единства и цельности Арманской структуры в том виде, как она характеризована выше, получены при специальных исследованиях метаморфизма вулканогенных образований, проведенных М.Л. Гельманом и А.У. Филипповым. Так, в пределах центральной депрессии в вулканических накоплениях наблюдается только слабый низкотемпературный метаморфизм; местами отмечается аргиллизация. Во внешней кольцевой зоне вулканические накопления подверглись интенсивной низкотемпературной пропилитизации. Здесь обычными являются сравнительно небольшие по площади линейные зоны мезотермальных пропилитов. Эпидотизация и хлоритизация проявляются и внутри гранитоидных тел, в зонах трещиноватости и дробления. Все это свидетельствует об относительно более сильном, устойчивом и длительном тепловом потоке в пределах внешней кольцевой зоны Арманской структуры.

Нявленгинская структура, характеризуемая по данным Ю.Г. Кобылянского и Ю.С. Бочарникова, находится в бассейне верхнего течения рек Нявленги и Кивалги. Она отличается сравнительно простым строением, а выходы гранитоидов составляют более 70% протяженности "средней линии" — в внешней кольцевой зоне (рис. 34). Изометрическая, слегка расширяющаяся к югу центральная депрессия имеет поперечник 30 км в меридиональном направлении и 26 км — в широтном; размеры же структуры по крайним выходам гранитоидов соответственно равны 44 и 32 км.

В центральной депрессии выделяются две толщи вулканитов, из которых нижняя (до 1200 м) сложена преимущественно андезитами и туфами, а верхняя (900–1000 м) — вулканитами умеренно кислого и кислого состава. Эти толщи параллелизуются соответственно либо с нараулийской и хольчанской свитами бассейнов рек Армани и Ольи, либо с таватумской и наяханской свитами побережья Гижигинской губы. Они с резким угловым несогласием залегают на сложно дислоцированных триасовых и юрских толщах верхоянского комплекса.

Максимальные мощности вулканических накоплений среднего состава находятся в южной половине депрессии. Вышележащие образования существенно кислого состава разделены на два горизонта: 1) нижний, сложенный лавами, туфами и игнимбритами липарито-дацитового состава, среди которых отмечаются дациты и андезито-дациты (400–450 м), и 2) верхний, состоящий из игнимбритов и туфов липаритового состава (500–600 м). Поле вулканитов кислого состава занимает главным образом центр и северный сектор структуры. При этом верхняя часть разреза кислой толщи на севере залегает непосредственно на триасовых и юрских толщах. Это тем более интересно, что на юге депрессия "обрамлена" крупными массивами гранитов, которые по площади в несколько раз превышают выходы аналогичных пород на севере.

Вулканогенные образования среднего состава и нижней половины толщи кислого состава имеют центриальноморальное падение. На западном крыле депрессии углы падения андезитовой толщи достигают 30–40°. Игнимбриты и туфы, завершающие разрез кислой толщи, лежат субгоризонтально. Структура осложнена большим количеством разломов северо-восточного простирания, к которым приурочены крупные субвулканические интрузии липаритового состава. Границы центральной депрессии и отчасти размещение интрузивных тел нередко контролируются линейными разрывными нарушениями северо-восточного, субмеридионального и широтного простирания (разломы северо-западного простирания не характерны).

Нявленгинская структура представляет большой интерес для реконструкции последовательности магматических явлений, которая в общем виде, возможно, свойственна большинству кольцевых магматических комплексов. Формирование структуры началось с накопления вулканических отложений. Извержения андезитов и туфов сопровождались оседанием фундамента вулканических сооруже-



Рис. 34. Геолого-структурная карта Нявленгинской структуры внешней зоны Охотского сектора

1 – терригенные образования верхоянского комплекса; 2 – андезитовая толща; 3 – толща туфов и игнимбритов умеренно кислого и кислого состава; 4 – игнимбриты липаритового состава; субвулканические интрузии: 5 – среднего и основного состава, 6 – кислого состава; 7 – сиенито-диориты, диориты, габбро-диориты и диоритовые порфиры; 8 – граниты, гранодиориты и субщелочные граниты; 9 – щелочные граниты; 10 – дайки щелочных гранитов; 11 – гранодиориты щелочного типа; 12 – разломы

ний, предопределившим общий контур центральной депрессии. Образование нижнего (сложно построенного) горизонта кислой толщи, вероятно, было связано с деятельностью нескольких вулканических аппаратов в центральной и северной частях депрессии. Мелкие субвулканические интрузии, одновозрастные с этими толщами, распространены довольно широко. Последовавшие извержения больших объемов пирокластического материала кислого состава (игнимбриты и туфы верхнего горизонта кислой толщи) привели к значительным оседаниям главным образом в северной части депрессии. Это событие, по-видимому, сопровождалось подновлением древних и заложением новых разломов на крыльях центральной депрессии и в пределах внешней кольцевой зоны. Источники игнимбритов, по всей видимости, располагались как в пределах самой депрессии (в зоне разломов северо-восточного простираия), так и на месте северной группы интрузий внешней кольцевой зоны.

Следующим был этап внедрения крупных субвулканических интрузий липаритового состава, приуроченных в основном к зоне разломов северо-восточного простираия, рассекающей депрессию на две почти равные части. Возможно, этот процесс сопровождался выдавливанием значительных объемов кислой лавы на поверхность и образованием экструзий.

Заключительный этап – формирование "интрузивного обрамления" внешней кольцевой зоны. Детальными исследованиями Ю.Г. Кобылянского и Ю.С. Бочарникова установлено, что интрузивные тела глубинного облика прорывают все вулканические накопления и субвулканические интрузии. По составу они четко разделяются на три группы. Самыми ранними являются сравнительно небольшие интрузии сиенито-диоритов, диоритов, габбро-диоритов и диоритовых порфиритов. Затем произошло становление средне- и крупнозернистых гранитов, гранодиоритов и субшелочных гранитов, образующих крупные, средние и мелкие тела. Они распространены наиболее широко. За ними последовало внедрение щелочных гранитов.

Не вполне ясно отношение к охарактеризованным магматическим образованиям небольших, трещинного типа массивов и штоков биотит-роговообмакковых гранодиоритов с повышенной общей щелочностью. Они обнажаются в северо-восточном секторе Нявленгинской структуры и прорывают граниты, в том числе щелочные.

Туромчинская структура характеризуется в основном по материалам В.К. Политова с частичным использованием данных М.В. Болдырева и И.Ш. Исмагилова. Структура находится на междуречье Гижиги – Гарманды; в плане она имеет форму, приближающуюся к сферическому треугольнику, обращенному одной из вершин на юг. Размеры структуры в широтном направлении – 54–55 км, по меридиану – 52–53 км (рис. 35). Туромчинская структура, как и Арманская, относится к числу крупных, сложно построенных образований. Формирование ее происходило на протяжении почти всего периода развития внешней зоны Охотского сектора вулканогенного пояса. Однако от Арманской структуры она отличается рядом признаков. Во-первых, структура оконтуривается главным образом по выходам трещинных и пластовых субвулканических интрузий (преимущественно липаритов и гранит-порфиров, граниты и гранодиориты играют подчиненную роль). Во-вторых, андезитовая толща начального этапа развития относительно редуцирована. В-третьих, центральная депрессия имеет иной характер строения.

Границы и характер внутреннего строения Туромчинской структуры в значительной мере определяются разломами субширотного, северо-западного и северо-восточного простираия. Так, северная ее граница почти полностью совпадает с Гижигинским разломом. На юго-западе границей структуры частично является Вархаламский разлом, а на юго-востоке – Предгорный. Центральная депрессия разделена Доктомычанским и Туромчинским разломами (соответственно северо-восточного и северо-западного простираия) на три блока: Северо-Западный, Южный и Восточный.

В Северо-Западном блоке распространены почти исключительно туфы и игнимбриты умеренно кислого и кислого состава. Они слагают пологую изомет-

ричную вулканоструктуру оседания, ограниченную на западе и севере субвулканическими интрузиями; ее поперечник достигает 20 км. Южная часть структуры осложнена крупным Доктомычанским массивом порфировидных гранитов, внедрение которых, по-видимому, сопровождалось формированием куполовидного поднятия резургентного типа.

В Южном блоке находится сложно построенная Чиральская отрицательная вулканоструктура, поперечник которой достигает 25 км. Она формировалась в связи с излияниями андезитов и андезито-базальтов вархаламской свиты и извержениями крупных объемов кислого пирокластического материала, слагающего хайчансую толщу. На северо-западе Чиральская структура ограничена Доктомычанским разломом, на юго-западе – субвулканическими интрузиями кислого состава, выходы которых подчинены разломам северо-западного простирания, на северо-востоке – крупной, дугообразной в плане интрузией липаритов; южное крыло структуры проводится по выходам игнимбритов хайчанской толщи. Особенности внутреннего строения Чиральской вулканоструктуры не вполне ясны, так как значительная ее часть перекрыта базальтами и андезито-базальтами, в структурном отношении тесно связанными с Доктомычанским разломом и имеющими, по-видимому, существенно более молодой возраст, чем все нижележащие вулканогенные толщи. Поэтому в вопрос об отношении этих базальтовых покровов к Туромчинской вулканоструктуре требует дополнительных исследований. По данным В.К. Политова, поле базальтов (11×14 км) на левобережье верхнего течения р. Вархалам представляет собой типичную вулканоструктуру оседания: нижние горизонты лав, обнажающиеся по периферии поля, имеют центриклинальное падение ($5-10^{\circ}$), а верхние, находящиеся в его средней части, лежат почти горизонтально.

Вдоль зоны Туромчинского разлома, разделяющего Южный и Восточный блоки, прослеживается узкий горст, в котором обнажены складчатые отложения триаса и нижняя андезитовая толща. Главным элементом строения Восточного блока является Альдигинская грабенообразная структура северо-западного простирания, сложенная вулканитами вархаламской и хайчанской толщи. Ее ширина достигает 10–12 км, а протяженность – 25 км. Непосредственно к северу от нее расположена изометрическая отрицательная Хайкомычанская вулканоструктура (12×8 км), сложенная игнимбритами хайчанской толщи.

ИЗОМЕТРИЧНЫЕ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

При выделении и классификации изометрических положительных структур вулканических полей принцип, положенный в основу определения изометрических отрицательных структур, утрачивает свое руководящее значение. Это вполне закономерно, поскольку в обычном понимании купол – это форма залегания стратифицированных пород, созданная процессом, не имеющим (или почти не имеющим) прямого отношения к их образованию.

Вряд ли можно сомневаться в том, что в вулканических областях все обычные куполовидные формы являются следствием поднятия (внедрения) магматических расплавов. Главные морфологические особенности этих структур определяются характером интрузивного процесса, глубиной становления интрузивного тела, механическими свойствами подвергшихся деформации пород, а также глубиной эрозионного среза. Можно оспаривать правомерность отнесения к вулканоструктурам куполовидных форм, в ядрах которых обнажаются гранитоидные (плутонические), а не субвулканические интрузии, или же таких форм, в которых интрузивные тела не вскрыты эрозией, а лишь предполагаются по геофизическим и косвенным геологическим признакам. Но, как известно, Охотско-Чукотский пояс является структурой преимущественного развития вулкано-плутонических ассоциаций, и процессы вулканизма и гранитоидного магматизма здесь тесно взаимосвязаны. Кроме того, есть основания полагать, что многие из гранитоидных массивов, обнажающихся в ядрах куполов, внедрены в места источников игнимбритов. Таким образом, сознавая некоторую условность и формальность

Таблица 4
Главные типы изометрических положительных структур

Подкласс	Группы	Типы структур
Изометрические положительные (купольные) структуры	Простые	Купола с интрузией глубинного типа в ядре Купола с интрузией субвулканического типа в ядре Купола с выходом складчатого основания в ядре Купола с выходом относительно более древней части разреза вулканических накоплений в ядре
	Сложные	Купола с центральным интрузивным массивом и системой кольцевых и радиальных даек Сближенные купола с многократно внедрившимися силлами и штоками субвулканического типа Аккумулятивно-купольные поднятия

принимаемого подхода, представляется вполне допустимым (на данной стадии изученности Охотско-Чукотского пояса) относить все отмеченные выше купольные формы в разряд вулканоструктур.

В зависимости от характера развития интрузивного процесса, формы и пространственного положения интрузивных тел образуются простые и сложные купольные структуры. Особую разновидность сложных положительных структур представляют аккумулятивно-купольные поднятия, формирование которых происходило в результате проявления близких по времени процессов вулканической аккумуляции и куполообразования.

Главные типы изометрических положительных структур приведены в табл. 4.

Внутри некоторых современных и четвертичных кальдер Р.А. Смитом и Р.А. Бейли (Smith, Bailey, 1969) описаны структуры, возникшие в результате "повторного куполообразования" (resurgent doming). Они получили название "рэзургентных" куполов. Как видно, в этот термин задложен прежде всего исторический признак. Поэтому представляется правомерным распространение термина "рэзургентный" на все купольные формы, возникающие внутри отрицательных вулканоструктур. Аналогичные же структурные формы, не совмещенные с предшествовавшими их развитию отрицательными вулканоструктурами, к этой категории не принадлежат.

Вопросы строений и развития купольных структур представляют несомненный интерес. Однако в плане выполняемых задач общего анализа структур вулканических полей купольные структуры обычно выступают как геометрические формы противоположного (нередко наложенного) типа по отношению к комплексу геометрических форм стратифицированных вулканических накоплений. Именно в таком аспекте и излагается материал о некоторых наиболее характерных купольных структурах Охотско-Чукотского пояса.

Верхне-Сеймканское купольное поднятие примыкает к северо-западному сектору Арманской вулканоструктуры (см. рис. 23). В его ядре обнажается одноименный гетерогенный интрузивный массив, прорывающий триасовые и юрские терригенные толщи. Поперечные размеры купола составляют 20×15 км, а гранитного массива раннего этапа внедрения $- 18 \times 12$ км. Рассекая граниты в

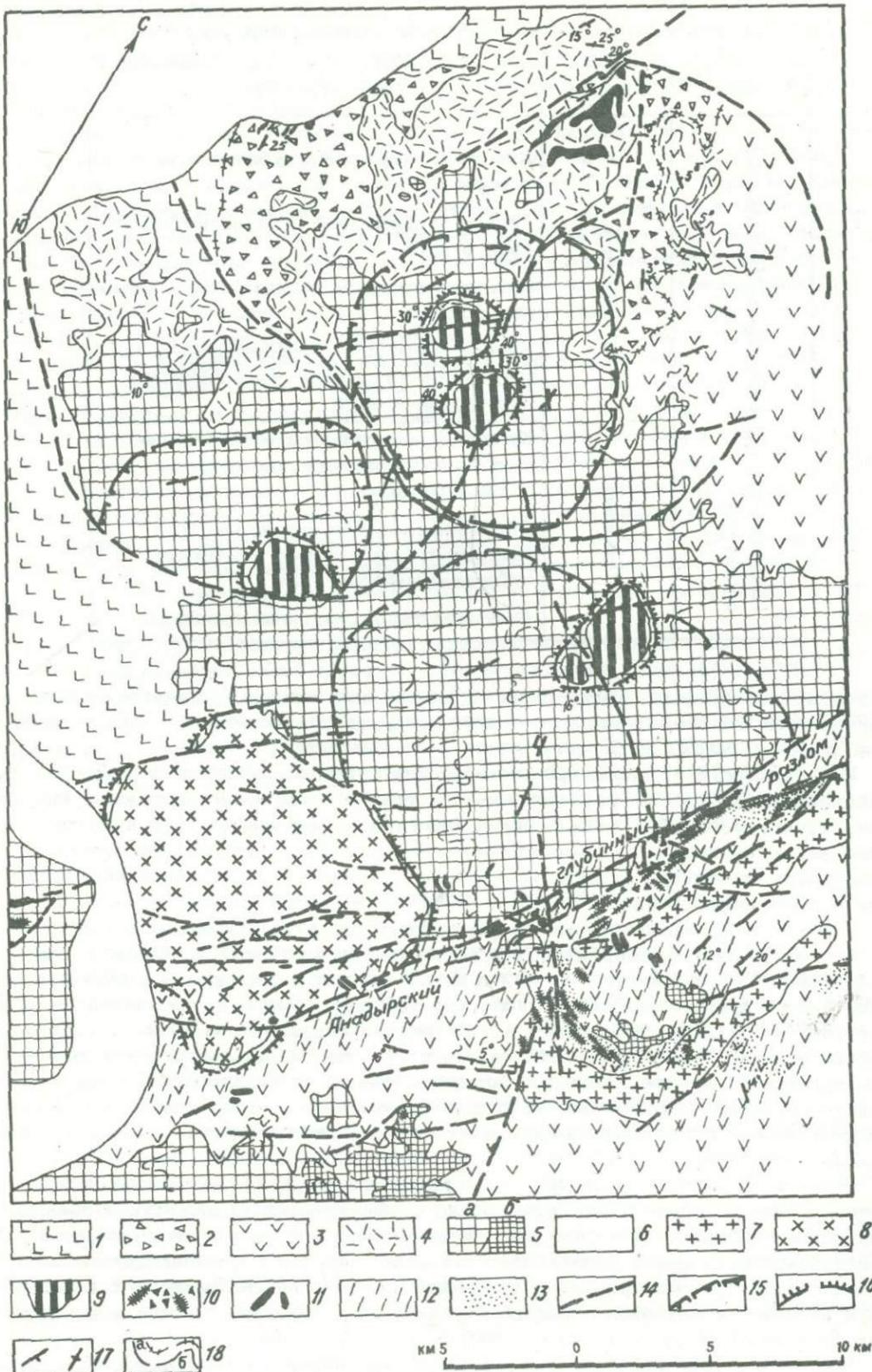


Рис. 36. Геолого-структурная карта междуречья Халанкина-Бараньей

1 – еропольская толща, преимущественно лавы среднего и основного состава; халанкинская толща: 2 – преимущественно туфы и туфобрекции, 3 – лавы основного и среднего состава; 4 – турпухойская толща, игнимбриты и ту-

юго-восточном направлении (на 18 км), прослеживается крупное трещинное тело сиенито-диоритов и диоритовых порфиритов. Купольная структура окружена крупными полями хольчанской свиты, часть которых находится в пределах внутренней депрессии Арманской структуры. Строение большинства полей изучено слабо. Однако, судя по последним данным Ю.Г. Кобылянского, они представляют собой отрицательные структуры, возможно, типа прикупольных депрессий. Учитывая размер, пространственное положение и длительность развития Верхне-Сеймиканского массива, следует признать, что образованная им купольная структура не может быть простым составным элементом Арманского кольцевого магматического комплекса.

В восточном секторе Арманской структуры находится сравнительно небольшой (9×5 км) купол Сфинкс (см. рис. 23, 33), с развитием которого связано формирование Аганской и Ингагченской отрицательных прикупольных вулканоструктур. Краткая характеристика формирования купола дана при их описании. Более подробно этот вопрос рассматривается в публикациях И.М. Спешранской (1963б), В.В. Ярмолюка (1972) и Р.А. Еремина (1974).

Разнообразные купольные структуры наблюдались в пределах унаследованной подзоны между р. Кавраянской на северо-востоке (левый приток р. Анадырь) и р. Оклан на юго-западе; характеристика некоторых из них приводится ниже.

Простые купольные структуры, сформировавшиеся на заключительном этапе развития Охотско-Чукотского пояса непосредственно вслед за излияниями базальтов чуванской толщи, наиболее эффективно выражены на правобережье р. Анадырь между реками Халанкин и Баанья (рис. 36). Здесь закартировано несколько штоков дайков, гранодиорит-порфиров и липаритов натрового типа. Поперечный размер штоков не превышает 3,0–3,5 км. Вмещающие их базальты и туфы чуванской толщи падают периклинально под углом 30–45° (рис. 37). Крутье падения прослеживаются на расстоянии 500–700 м от контактов, а затем вулканические отложения приобретают субгоризонтальное залегание. Два таких купола ("резургентного" типа) находятся в центральной части Халанкинской вулканоструктуры оседания. Два других подобных купола приурочены к разломам на крыльях Колонокской и Чимнейской вулканоструктур. Рядом, в зоне Анадырского глубинного разлома, субвулканические тела аналогичного состава имеют форму даек северо-северо-восточного и восток-юго-восточного простирания. На участках максимального сгущения дайки переходят в эксплозивные брекции. Последние состоят из различных по величине обломков дайков и цементирующего кристалло-витрокластического материала, сходного с пирокластическими отложениями умеренно кислого состава, которые встречаются в виде отдельных горизонтов в верхней части разреза чуванской толщи (Белый, 1969).

В устье р. Бааньей обнажается Воронцовский массив натровых граносиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенит-порфиров (11×12 км). Вдоль его северного края в покровах базальтов чуванской толщи также устанавливаются фрагменты куполовидной структуры (см. рис. 36).

Юго-западнее охарактеризованного участка, на водоразделе Анадыря и Пенжины, а также на правобережье р. Пенжины (рис. 38) купольные структуры

фы кислого состава; 5 – чуванская толща: а – базальты, андезито-базальты, изредка их туфы и туфобрекции, б – игнимбриты кислого и умеренно кислого состава; 6 – рыхлые четвертичные отложения; 7 – сиенито-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 8 – граносиениты и кварцевые сиениты; 9 – дайки и гранодиорит-порфирь; 10 – дайки дайков и связанные с ними эксплозивные брекции; 11 – субвулканические тела преимущественно основного и среднего состава; 12 – зоны интенсивной трещиноватости; 13 – поля гидротермально-измененных пород; 14 – разломы; 15 – вулканоструктуры оседания (Х – Халанкинская, Ч – Чимнейская); 16 – купольные структуры; 17 – залегание пород: наклонное и горизонтальное; 18 – границы фациально замещающихся толщ (а) и характерных горизонтов внутри толщ (б)

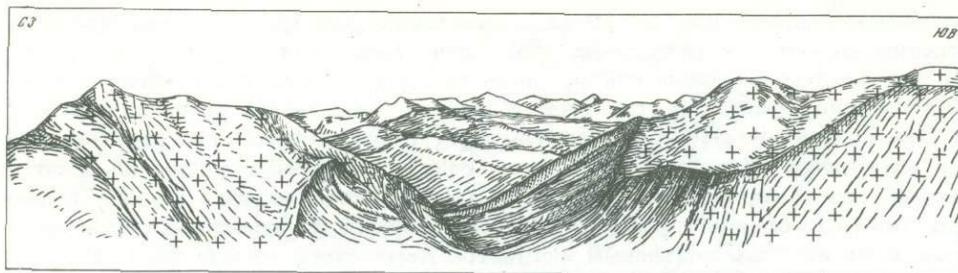


Рис. 37. Фрагменты купольных структур в базальтах чуванской толщи, образованные интрузиями натровых дайтов и гранодиорит-порфиров (верховья р.Халанкин)

изучались В.П. Василенко (1974). Многие из них имеют сложное строение и образовались в процессе длительного и многократного внедрения магматических расплавов различного состава.

На правобережье р. Пенжинь; ниже устья р. Холоховчан находится Сергеевская купольная структура (рис. 39). Она образовалась при внедрении гранитоидного массива, относящегося к кавралянскому интрузивному комплексу, в вулканические накопления кубавеемской толщи.

В плане структура имеет овальную форму, ее поперечные размеры – 9×12 км. Поскольку кубавеемская толща имеет общее моноклинальное залегание (аз.п.д. 320–340°, <10–20°), купол в поперечном сечении асимметричен: на юго-восточном крыле вулканогенные породы наклонены под углом 5–15°, а на северо-западном – 20–25°. Структура купола осложнена многочисленными разрывными нарушениями. Разломы северо-восточного простириания связаны с развитием крупных зон нарушений, определяющих общие особенности строения данного участка вулканогенного пояса. Остальные, вероятно, формировались в процессе куполообразования. Видимые перемещения оцениваются величиной 100–200 м.

В сводовой части купола обнажено асимметричное в плане лакколитообразное тело гранодиорит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиров; на крыльях вскрыты многочисленные дайки и штоки липаритового и липарито-дайтowego состава, а также штоки гранитоидов, аналогичных центральному массиву, редкие дайки и штоки базальтов. Одна часть интрузивных тел на крыльях купола ориентирована радиально, а другая – концентрически относительно его свода. При этом вокруг некоторых мелких гранитоидных штоков образовалась радиальная система трещин.

Сергеевская купольная структура почти точно совмещается с ореолом довольно сильной пропилитизации эпидот-хлоритового типа. При этом изменения интрузивных пород центрального массива и узкой зоны вмещающих вулканогенных образований подверглись метаморфизму актинолитовой фации. За пределами купола вулканиты претерпели слабый однообразный метаморфизм хлорит-карбонатного типа.

Иргунейская группа купольных структур, расположенная на междуречье Еропола и Левого Мургала (см. рис. 38, 40), находится в пределах Ольхейвеемского поднятия. От смежных участков внутренней зоны Анадырского сектора она отличается относительно широким развитием продуктов кислого вулканизма. Поднятие имеет субмеридиональное простириание и, по-видимому, не выходит за пределы унаследованной подзоны. В этих границах протяженность его не превышает 30 км. Ширина поднятия достигает 20–25 км. На северо-востоке и юго-западе к нему примыкают отрицательные структуры, сложенные соответственно чуванской и кургучанской толщами существенно базальтового состава.

В плане Иргунейская структура имеет неправильную форму. С некоторой долей условности в ее составе могут быть выделены три сближенных купола: Главный (9×10 км), Северный и Восточный (каждый до 5 км в поперечнике).

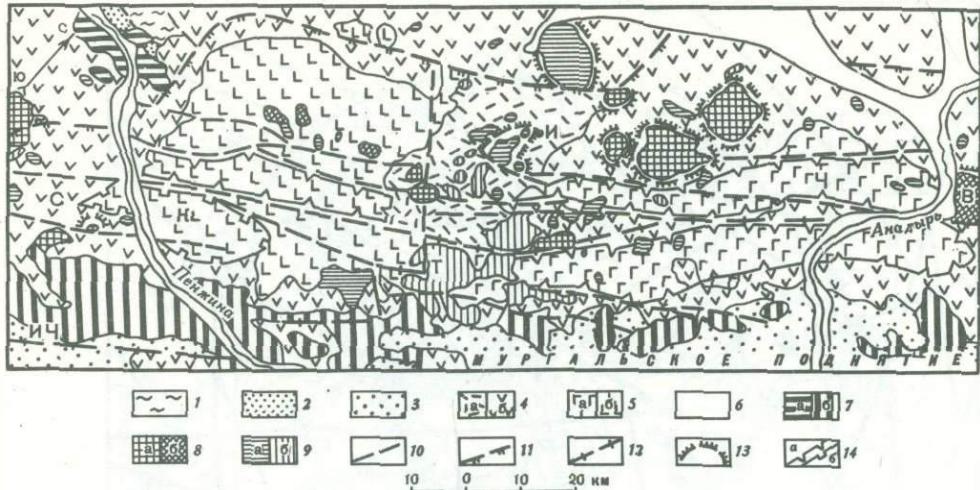


Рис. 38. Геолого-структурная карта междуречья Анадыря – Пенжинки (юго-западная часть Анадырского глубинного разлома)

Отложения: 1 – верхнепалеозойские (?), 2 – валанжинские, 3 – верхнеюрские (?), валанжинские, готеривские и аптские; 4 – альбские и альб-сено-манские вулканогенные образования; а – с широким развитием вулканитов кислого состава, б – преимущественно основного и среднего состава; 5 – чуванская (а) и кургучанская (б) толщи существенно базальтового состава (сено-ман); 6 – рыхлые четвертичные отложения; гранитоидные массивы: 7 – ранние интрузивные комплексы гранодиорит–гранитной (а) и тоналит–диоритовой (б) формаций, 8 – "кавралянский комплекс" (поздний): а – сиенито–диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, б – граносиениты и кварцевые сиениты; 9 – субвулканические интрузии: а – преимущественно кислого и умеренно кислого состава, б – среднего и основного состава; 10 – разломы; 11 – граница внешней и внутренней зон вулканогенного пояса (зубцы обращены вершинами к внутренней зоне); 12 – граница унаследованной и новообразованной подзон внутренней зоны; 13 – купольные структуры; 14 – линейные отрицательные структуры: а – грабены, б – прогибы.

Буквенные обозначения: С – Сергеевская, И – Иргунейская, В – Воронцовская купольные структуры; К – Кургучанский прогиб; Т – Травкинский, Ч – Чуванский грабены; ИЧ – Ичигемское магматогенное поднятие

По мнению В.П. Василенко, формирование купольных структур началось в результате внедрения кварцевых латитов, андезито–дацитов, дацитов и липаритов в заключительную стадию проявлений кислого вулканизма – непосредственно вслед за формированием мощных отложений игнимбритов, выделенных В.П. Василенко (1974) в ольхойвеемскую толщу. Интрузии порфировых пород слагают пластовые залежи, лопопиты (преимущественно в сводовой части куполов), а также штоки, дайки и неопределенной формы тела (на крыльях). Нередко устанавливается, что подъем магматических расплавов происходил по жерловинам относительно более ранних вулканических аппаратов.

На втором этапе куполообразования внедрялись штоки и тела долеритов, андезитов и пироксен–амфиболовых микродиоритов трещинного типа. Они приурочены главным образом к периферическим частям куполов. Самыми поздними являются интрузии гранодиорит–порфиров и диоритов кавралянского комплекса, их роль в структурообразовании не вполне ясна.

Купольные структуры расколоты многочисленными разломами преимущественно субмеридионального и северо–восточного простирания на ряд блоков, относительные амплитуды смещения которых обычно составляют 100–200, а иногда 400 м. Наклон стратифицированных образований на крыльях куполов в среднем равен 10–15°.

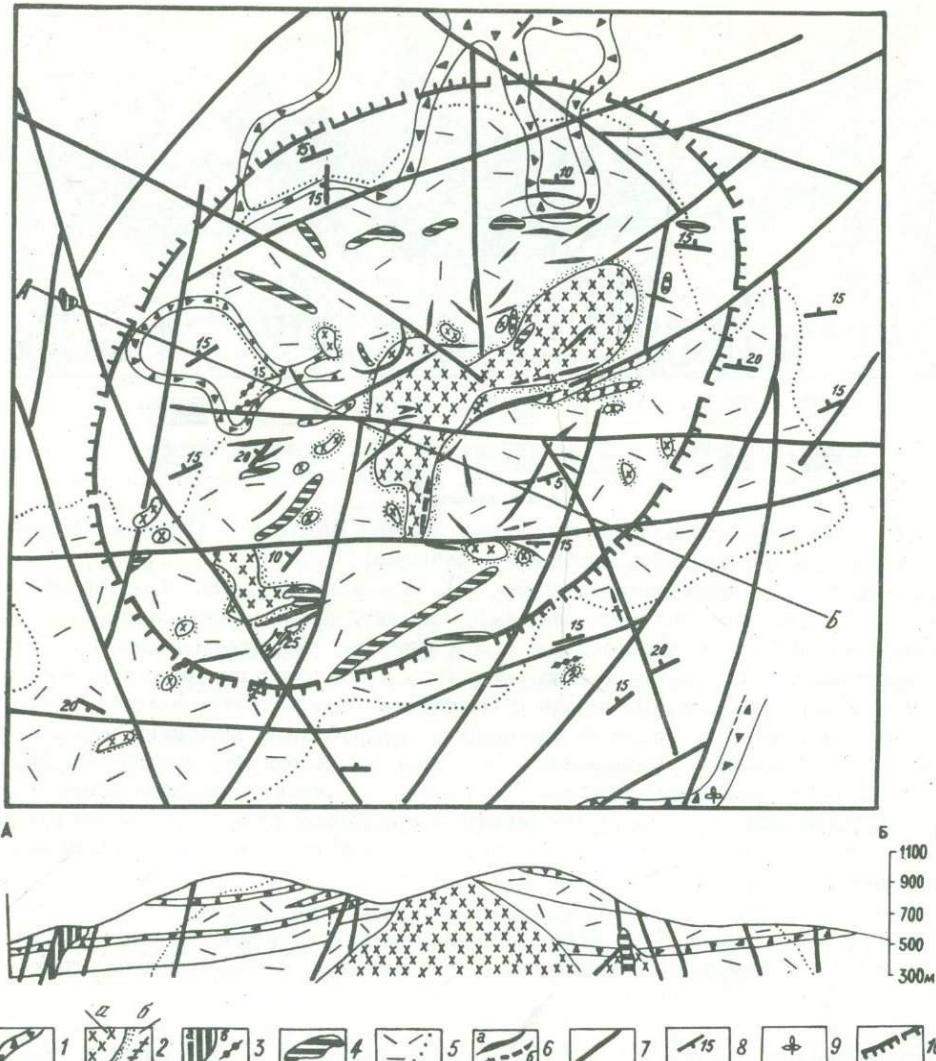


Рис. 39. Схема геологического строения Сергеевской купольной структуры (внутренняя зона Пенжинского сектора)

1 – андезиты и базальты кубавеемской толщи и горизонты пирокластических отложений среди них; 2 – гранодиорит–порфиры, сиенито–диориты и диориты (а) и их дайки (б) ("кавралянский комплекс"); 3 – штоки (а) и дайки (б) основного состава; 4 – субвуликанические интрузии кислого состава; 5 – поле пропилитизации эпидот–хлоритового типа; 6 – жилы, установленные (а) и прослеженные по развалам (б); 7 – разломы; 8 – элементы залегания пород; 9 – местонахождение ископаемой флоры; 10 – контур купольной структуры

Субвуликанические интрузии и вмещающие их вулканогенные толщи Главного и Северного куполов подверглись значительным гидротермальным изменениям – хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации и серicitизации. Степень измененности пород крайне неравномерна, но в общем убывает к периферии структур. Интрузивные тела (кроме гранитоидов кавралянского комплекса) и андезито–базальты всегда изменены сильней, чем игнимбриты, туфы и лавы кислого и умеренно кислого состава. Помимо охарактеризованных "площадных" изменений, отмечаются локальные участки интенсивного окварцевания, каолинизации, гидрослюдизации и слабой аргиллизации. В плане они имеют изометричную и линейную (субмеридионального и северо–восточного простирания) форму.

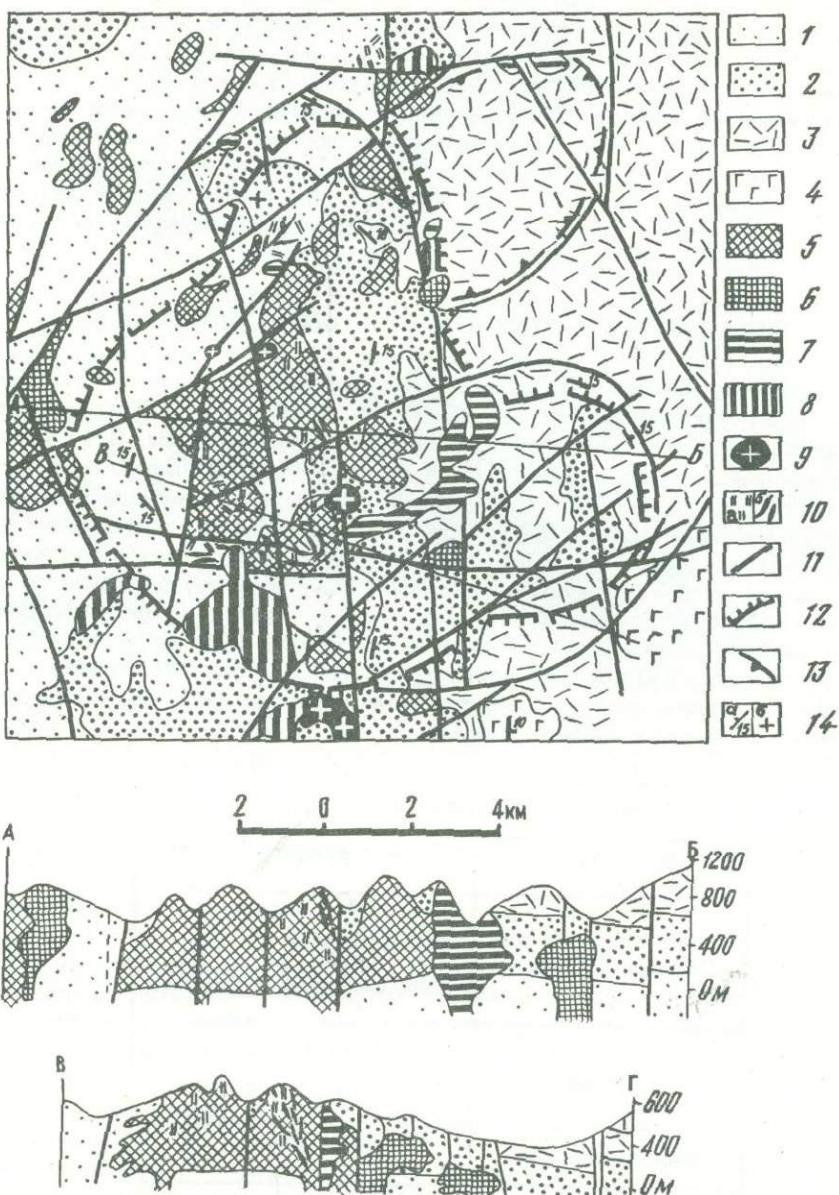


Рис. 40. Схема геологического строения Иргунейской купольной структуры (внутренняя зона Анадырского сектора)

Толщи: 1 – иргунейская, 2 – мургальская, 3 – ольхейвеемская, 4 – чуванская; субвулканические интрузии: 5 – кварцевые латиты и андезито-дациты, 6 – липариты и дациты, 7 – диоритовые порфириты и микродиориты, 8 – долериты и андезиты; 9 – гранодиорит-порфиры и диориты ("кавралянский комплекс"); 10 – продукты гидротермальной деятельности: а – поля вторичных кварцитов, б – жилы; 11 – разломы; контуры: 12 – купольной структуры, 13 – прикупольной отрицательной структуры; 14 – залегание пород: наклонное (а) и горизонтальное (б). А-Б, В-Г – линии разрезов

Относительно хорошо изученные аккумулятивно-купольные поднятия находятся в Интекинской кальдере. Четко выраженная фациальная зональность вулканических накоплений в этих структурах, уменьшение мощности лавовых и грубообломочных пирокластических горизонтов в направлении от их центра к периферии, наличие тонко-параллельнослоистых отложений на крыльях куполов свидетельствуют, что они сначала развились главным образом как положительные аккумулятивные вулканические формы. Однако достаточно крутые (до 10-15°) периклинальные залегания первоначально горизонтально-тонкослоистых отложений на крыльях куполов и наличие субвулканических интрузий указывают, несомненно, на то, что в их формировании более позднее куполообразование также играло существенную роль. Купола, обнаруженные в Интекинской кальдере (учитывая особенность их пространственного положения), одновременно могут относиться к разряду "резургентных".

ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРЫ (ГРАБЕНЫ, ГОРСТЫ, МОНОКЛИНАЛИ)

Большинство линейных вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса связано с длительно развивавшимися разломами, и, следовательно, в строгом понимании они принадлежат к вулкано-тектоническим образованиям. В то же время рассматриваемые ниже конкретные структуры обладают простым строением; они обычно формировались в сравнительно короткий промежуток времени, отвечающий накоплению одного, реже двух стратиграфических подразделений (толщ, свит). Поэтому отнесение их в разряд вулкано-тектонических структур также представляется не вполне целесообразным. По-видимому, большинство известных линейных (отрицательных) вулканоструктур региона может рассматриваться как промежуточное звено между собственно вулканоструктурами и крупными вулкано-тектоническими структурами унаследованной подзоны.

Схема классификации простых линейных структур вулкано-тектонических полей Охотско-Чукотского пояса дана в табл. 5.

Таблица 5
Главные типы линейных структур

Подклассы	Типы структур
Отрицательные	Грабены Приразломные прогибы
Положительные	Обращенные горсты Остаточные горсты
Моноклинальные	-

Характерным районом развития линейных структур является юго-западная часть внешней зоны Центрально-Чукотского сектора, расположенная между верховьями рек Мильгуевей и Анадырь. Здесь, севернее рассмотренной ранее Верхне-Анадырской депрессии находится Останцовский горст и Верхне-Угаткынский грабен субширотного простирания, а также Угаткын-Юрумкувеемская моноклиналь северо-восточного простирания (рис. 41).

Останцовский горст имеет протяженность около 60 км при ширине 10-15 км. В поперечном сечении он асимметричен: более высоко приподнятое северное крыло ограничено уступом, ясно выраженным в рельефе. У северной границы горста обнажаются вулканиты каленьмуваамской свиты, выходы которых к югу, востоку и западу сменяются выходами сначала нижней, а затем и верхней толщи пыкараамской свиты. Вулканические покровы залегают очень

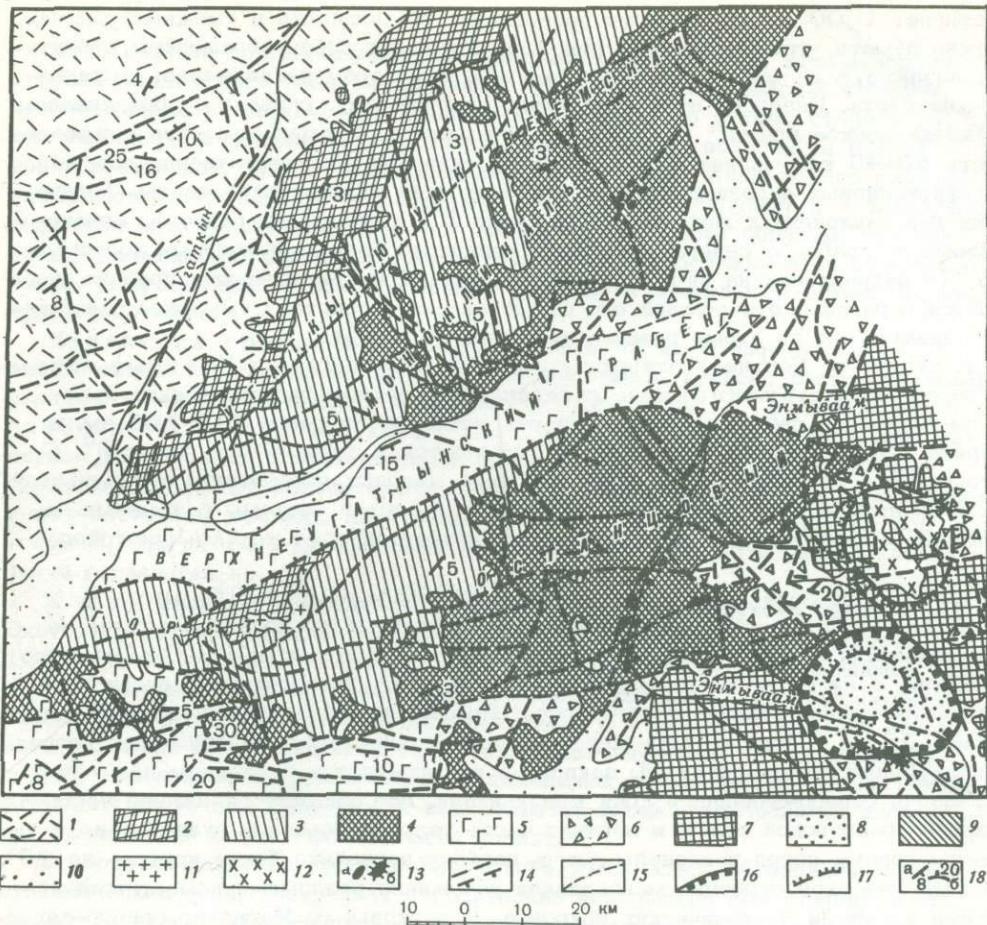


Рис. 41. Геолого-структурная карта междуречья Энмываама и Угаткына (Центрально-Чукотский сектор)

1 – пучвеемская и угаткынская свиты; 2 – каленъмуваамская свита; пыкарваамская свита; 3 – нижняя толща, 4 – верхняя толща; коеквуньская свита; 5 – существенно лавовые накопления, 6 – пирокластические накопления; 7 – эргываамская свита; 8 – снежнинская толща; 9 – энмываамская свита; 10 – рыхлые четвертичные отложения; 11 – гранит-порфиры и интрузивные липариты; 12 – гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты; 13 – мелкие субвулканические интрузии основного (а) и кислого (б) состава; 14 – разломы (в том числе и выраженные геоморфологически – штрихами отмечены крупные уступы в рельефе); 15 – границы вулканических отложений разных типов; 16 – Снежнинская кальдера; 17 – купольные структуры; 18 – элементы залегания: а – замеренные в обнажениях, б – установленные по контактной печати

полого (наклон их не превышает 3–5°). Таким образом, вырисовывается структура, представляющая собой как бы половину куполообразного поднятия. В его сводовой части расположены пластовые интрузии гранит-порфиров. На востоке, за р. Энмываам, горст нарушен большим количеством разломов северо-восточного, субмеридионального и субширотного направлений, фиксирующих положение границы внешней и внутренней зон вулканогенного пояса. Здесь находятся покровы верхней толщи пыкарваамской свиты, образующие облики различной величины и формы. Они погружаются под отложения коеквуньской свиты, которая перекрыта эргываамской свитой, слагающей изометричные вулканоструктуры, еще слабо изученные. Одной из таких структур является описанная выше Снежнинская кальдера. Мощность пыкарваамской свиты в Останцовых горах

достигает 1000 м, что намного превосходит ее мощность в смежных районах. Можно думать, что Останцовский горст представляет собой обращенную структуру, возникшую на месте линейного прогиба, в котором накапливалась пыкарваамская свита. Инверсия этой структуры, по-видимому, связана с образованием в "коэквуньское время" Верхне-Угаткынского грабена. Его протяженность 40–45 км, ширина 5–8 км. Грабен заполнен преимущественно лавами двупироксеновых андезито-базальтов и базальтов коэквуньской свиты. Толща этих лав наклонена к югу под углом около 5° , а вблизи от разлома, ограничивающего грабен с севера, ее наклон несколько больше и местами достигает 15° (в направлении на юг). Покровы коэквуньской свиты на юге грабена упираются в разлом, отделяющий его от Останцового горста. Суммарная амплитуда перемещения по этому разлому достигает 1500 м.

К северу от Верхне-Угаткынского грабена располагается Угаткын-Юрумкувеемская моноклиналь, сложенная в основном пыкарваамской и каленмуваамской свитами. Протяженность моноклинали равна 110–120 км, а ширина 15–25 км; она наклонена на юго-восток в среднем под углом 5° . С юго-востока моноклиналь отделена от более молодых образований коэквуньской и эргываамской свит разломами, входящими в состав системы разрывных нарушений, образующей границу внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса.

Во внешней зоне Анадырского сектора выделена Нижне-Яблонская моноклиналь (см. рис. 43), сложенная покровами еропольской толщи. На северо-западе моноклиналь плавно сочленяется с крылом Оканайто-Пеледонского поднятия, а на юго-востоке ограничена разломами, разделяющими внешнюю и внутреннюю зоны вулканогенного пояса. Протяженность моноклинали 120 км, ширина 25 км. Серия потоков двупироксеновых андезитов, завершающая разрез Нижне-Яблонской моноклинали, наклонена на юго-восток в среднем под углом 5° . Вдоль северо-западного края моноклинали, где обнажается нижняя часть разреза еропольской толщи и верхняя часть разреза альбских вулканитов, пласти горных пород наклонены к юго-востоку несколько круто – до 10° . На ряде участков строение моноклинали усложнено разломами и местными пологими изгибами вулканических покровов. В верховье р. Магнетит северо-западный край моноклинали усложнен куполовидным поднятием, образованным небольшим гранитоидным массивом.

Крупная система линейных структур связана с Анадырским глубинным разломом. Его общая протяженность достигает 600 км; к северо-востоку от р. Мургаль, на протяжении почти 500 км, он является границей между унаследованной и новообразованной подзонами внутренней зоны вулканогенного пояса.

Одной из характерных структур северо-восточного флангового участка Анадырского разлома является Северо-Вапанайский горст, сложенный игнимбритами эргываамской свиты. Его протяженность 40–50 км, ширина 10–12 км. Горст усложнен куполовидной структурой, в ядре которой обнажается гранитоидный интрузив. С северо-запада к горсту примыкают крупные депрессии, сложенные базальтами энмываамской свиты, а с юго-востока – сенонские и, возможно, палеогеновые образования Чинейвеемского вулканического поля. В принципе строение и условия Северо-Вапанайского горста такие же, как и Останцового горста.

Грабены и приразломные прогибы, сложенные базальтами чуванской и кургучанской толщ (см. рис. 38), являются характерными элементами строения вулканических полей, примыкающих к юго-западному отрезку Анадырского глубинного разлома. Принятое здесь разграничение между грабенами и прогибами носит несколько условный характер. Предполагается, что прогиб отличается от грабена формой поперечного сечения, близкой к синклинали, и ограничен разломом только с одной стороны. Но и грабены не всегда с обеих сторон четко ограничены разломами. При "затухании" одного из ограничивающих разломов образуется грабенообразная структура, которая отличается от прогиба лишь тем, что в поперечном сечении имеет клинообразную форму.

Относительно хорошо изученными линейными структурами юго-западного отрезка Анадырского разлома являются Чуванский и Травкинский грабены, расположенные на междуречье Анадыря и Пенжины по разные стороны от разлома: первый находится в пределах унаследованной подзоны, а второй – новообразованной. Между ними, непосредственно вдоль Анадырского разлома, наблюдаются небольшие горстообразные куполовидные структуры, а также резко выраженные прямолинейные участки речных долин. Таким образом, граница между указанными грабенообразными структурами прослеживается довольно четко, хотя нередко по обе стороны от разлома и обнажаются только базальты чуванской толщи.

Чуванский грабен имеет протяженность 65 км и ширину 15 км. С северо-запада он ограничен сравнительно короткими, кулисно расположенными разломами северо-восточного простирания. Протяженность Травкинского грабена 80 км, а ширина 15–17 км. С юго-восточной стороны у него нет четко выраженных ограничивающих разломов. В обоих грабенах нижние горизонты чуванской толщи, обнажающиеся соответственно на северо-западном и юго-восточном крыльях, наклонены в сторону Анадырского разлома под углом 5, иногда 10°. Базальтовые же потоки верхней части разреза лежат почти горизонтально.

К числу наиболее крупных линейных отрицательных структур внешней зоны Охотского сектора относится Омсукчанский грабен (протяженность 165–170 км, ширина 25 км). Он приурочен к длительно развивавшимся разломам субмеридионального простирания, ограничивающим с востока Балыгычанский район пологих дислокаций. По-видимому, с алтского времени вдоль этих разломов начал формироваться узкий асимметричный грабенообразный прогиб, заполнившийся угленосными отложениями омсукчанской свиты, причем опускался восточный блок, тогда как Балыгычанский район пологих дислокаций представлял собой относительное поднятие.

В процессе развития Охотско-Чукотского пояса здесь образовалась узкая вулканическая зона, поперечная относительно его общего простирания. Как структура вулканического происхождения Омсукчанский грабен сформировался главным образом в процессе крупных извержений игнимбритов наяханской свиты. В его строении достаточно четко различаются три блока (протяженностью 50–70 км) северо-северо-западного простирания, расположенные кулисно относительно друг друга. Грабен находится в пределах ранее опускавшегося восточного блока.

В бассейне верхнего течения р. Яны (Охотской) находится Мыгдыкитский грабен, формирование которого связано с излияниями базальтов одноименной свиты. Его строение и история развития подробно описаны И.М. Спешранской (1962). Грабен имеет субширотное простижение, протяженность 60–63 км и ширину 10–12 км. В относительно хорошо изученной восточной части установлено, что грабен состоит из системы ступенчато опущенных блоков, вертикальные смещения которых колеблются от 300–400 до 1000 м. Вдоль границ грабена и внутри него наблюдаются серии сближенных параллельно расположенных даек, а также встречаются небольшие штокообразные тела базальтового состава. Строение грабена усложнено разломами субмеридионального простирания; подвижки по ним происходили, вероятно, в процессе излияния базальтов, на что указывают значительные перепады мощностей отдельных стратиграфических горизонтов.

Предполагается, что главные источники вулканических накоплений рассмотренных ранее линейных отрицательных вулканоструктур находились непосредственно в пределах самих структур. Но кроме этого, известны примеры грабенов, которые подобно внекальдерным депрессиям образовались за пределами "источников" слагающих их существенно пирокластических толщ. К числу последних относится прежде всего Эльхаквунский грабен (протяженность 45 км, ширина 5–7 км), заполненный игнимбритами вороньинской свиты (см. рис. 14). Он приурочен к разломам запад-северо-западного простирания, которые, возможно, наследуют одну из систем разрывных нарушений в складчатых струк-

турах мезозоид. Юго-восточный край грабена, срезая крыло Мечегской внерекордной депрессии, примыкает непосредственно к кальдерам Каларваамской группы.

Заканчивая общую характеристику линейных структур Охотско-Чукотского пояса, кратко коснемся таких форм, как "остаточные горсты". Это ограниченные разломами участки вулканических полей, к которым по крайней мере с двух сторон примыкают отрицательные структуры, сложенные относительно более молодыми образованиями. Таким образом, форма и размеры отстаточных горстов целиком определяются особенностями формы, размеров и относительного положения линейных отрицательных структур.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОСТРУКТУР

Пространственное единство ассоциаций вулканоструктур является отражением глубинных тектонических структур, определявших местные особенности вулканизма. Очевидно, что тектонические факторы, обусловившие возникновение и развитие той или иной ассоциации вулканоструктур, в каждом конкретном случае были специфичны, а наши представления об их природе относятся главным образом к области предположений. Поэтому морфологические особенности ассоциаций вулканоструктур являются наиболее удобными признаками для их разделения и классификации. На данной стадии исследований достаточно четко различаются два главных морфологических типа ассоциаций вулканоструктур: вулкано-тектонические прогибы и ряды вулканоструктур; между ними, вероятно, имеются переходные формы. Возможно, существуют и особые, отличные от выделяемых двух типов ассоциации вулканоструктур.

Пегтымельский вулкано-тектонический прогиб (см. рис. 14) является важнейшим структурным элементом внешней зоны Центрально-Чукотского сектора. Он имеет общее северо-восточное простирание, но в строении его существенную роль играют разрывные нарушения северо-западного направления, связанные с развитием тектонических структур мезозоид, образующих фундамент прогиба. Протяженность прогиба составляет около 160 км, ширина меняется от 40 км на севере до 140 км на юге. На севере он замкнут, а на юге "открыт" в сторону внутренней зоны вулканогенного пояса. Прогиб четко делится Лево-Палляваамской зоной разломов на две части - северную и южную, отличающиеся историей вулканизма.

Подавляющая часть вулканогенных образований Пегтымельского прогиба ($40\,000\text{ км}^3$) относится к раннемеловой игнимбритовой формации Центральной Чукотки, в строении которой различаются продукты двух вулканических циклов, развивавшихся по антидромному типу. К образованиям первого цикла относятся алькаквуунская и каленьмуваамская свиты. Алькаквуунская свита представляет собой базальные накопления всего Пегтымельского прогиба. Это сложно стратифицированные, сильно изменяющиеся в латеральном направлении толщи игнимбритов и туфов кислого и ультракислого состава. Мощность свиты довольно выдержана на всей площади прогиба и колеблется от 500 до 1000 м. Локальные вулканоструктуры, образование которых можно было бы связывать с процессом формирования алькаквуунской свиты, пока не выявлены.

Каленьмуваамская свита слагает четыре крупные самостоятельные депрессии: ранее охарактеризованную Рыннатиненскую (40×50 км), Уквынпинскую (18×28 км) и Озернинскую (23×30 км) - в северной части прогиба и Вуквульвыгыргынскую (60×90 км) - в южной его части. Каждая из депрессий характеризуется специфической стратификацией вулканитов, различным количеством лав и туфов, сопутствующих игнимбритам, а также особенностями размещения и состава субвулканических интрузий, но при этом общий состав подавляющей массы вулканических пород остается достаточно выдержаным.

Ареал второго цикла кислого вулканизма (Пыкараамская и воронинская толщи) ограничивается главным образом южной частью Пегтымельского прогиба. Сформировавшиеся здесь крупные геологические тела подробно охарактеризованы ранее в качестве типичных примеров отрицательных вулканоструктур. Общая последовательность развития их такова. Образование Пыкараамской депрессии (до 120 км в поперечнике) произошло, вероятно, в результате вспенивания и "излияния" огромного количества гранитного расплава, занимавшего верхнюю часть крупного периферического магматического очага (объем игнимбритов только видимой северной части депрессии 4000 км^3). Вслед за этим началось формирование Интекинской и Калараамских кальдер обрушения. Внутри них возникали относительно мелкие вулканические центры, с деятельностью которых связано образование разнообразных внутрикальдерных структур. В пределах же кальдер находились и источники больших объемов игнимбритов умеренно кислого состава, которыми сложены Мечегская и Междуречная внекальдерные депрессии, Эльхакувунский грабен и другие относительно мелкие поля воронинской свиты вокруг кальдер. Подавляющая часть игнимбритов воронинской свиты, по всей видимости, изверглась на заключительной стадии развития кальдер.

Пыкараамская и воронинская свиты связаны с развитием, по-видимому, единого периферического магматического очага. При этом не существенно, являются ли игнимбриты той или другой свиты продуктами дифференциации единой исходной гранитоидной магмы или же образование их отражает разные стадии плавления вещества земной коры. Важно, что изменение условий и способа извержений магматических расплавов привело к образованию разных морфологических типов вулканоструктур.

Окончательное формирование структур южной части Пегтымельского прогиба связано с развитием андезитового вулканизма (коэкуньяская свита), продукты которого слагают Кэнэлинскую депрессию, Коэкульскую просадку и грабен р. Угрюмой.

Кэнэлинская депрессия находится в крайней южной части Пегтымельского прогиба, непосредственно к западу от Интекинской кальдеры. Ее южная часть оборвана субширотными разломами и погружена под покровы эргываамской свиты. Строение депрессии изучено слабо.

Грабен р. Угрюмой находится на левобережье нижнего течения одноименной реки. Структурно связанный с Лево-Паляваамской зоной разломов, он имеет протяженность 20 км и ширину 8 км. Амплитуды опускания, вероятно, не превышали 400–500 м, так как коэкуньяская свита внутри грабена сохранилась лишь в виде эрозионных останцов.

В пределах Пегтымельского прогиба известно несколько крупных, но простых купольных структур. На правобережье р. Паляваам находятся Лево-Рымыренский, Северо-Мечегский и Гиркувеемский купола, приуроченные к относительно приподнятому участку между вулканоструктурами оседания в северной и южной частях прогиба. В бассейне верхнего течения р. Этчиун, на северо-западном крыле прогиба, расположены Шурыканский, Умкыннатский и Ельвергыргинский купола. Лево-Рымыренская, Северо-Мечегская, Умкыннатская и Ельвергырнская купольные структуры обрамляют с юго-запада полукольцом Уквынныскую депрессию, сложенную каленьмуваамской свитой. Однако нет никаких оснований связывать формирование этих купольных структур исключительно с развитием каленьмуваамской или какой-либо другой свиты. Образование купольных структур, вероятно, происходило неодновременно и в целом отвечало почти всему периоду развития Пегтымельского прогиба. Так, например, установлено, что Северо-Мечегский купол ($8 \times 10 \text{ км}$) формировался в "аль-какувунское время", поскольку обнажающиеся в его сводовой части триасовые складчатые толщи перекрываются непосредственно каленьмуваамской свитой. В сводовой части Верхне-Рымыренского купола ($7 \times 9 \text{ км}$) находится субвулканическая интрузия дайков и андезито-дайков, петрографически сходных с лавами и игнимбритами каленьмуваамской свиты. Гранит-порфиры, слагающие центральные части Умкыннатского ($8 \times 13 \text{ км}$) и Ельвергыргинского ($3 \times 5 \text{ км}$)

куполов, минералогически сходны с богатыми кристаллокластическим материалом игнимбритами алькакувуньской или пыкарвааамской свиты. Однако отсутствие прямых соотношений интрузивных тел с породами каленъмуваамской свиты пока не позволяет решать этот вопрос однозначно. Наконец, Шурыканский интрузив размером около 7 км в поперечнике, образующий ядро одноименного купола, имеет сложное зональное строение, свидетельствующее о трехкратном внедрении магматических расплавов: 1) биотит-пироксеновые сиенито-диориты, монцониты, андезиты и андезито-дациты (преимущественно в периферической части); 2) микролегматитовые гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 3) меланократовые биотитовые гранодиорит-порфиры и дациты. Становление штока, вероятно, связано с периодом развития коэквууньской свиты.

Ульинский вулкано-тектонический прогиб (рис. 42), выделенный Г.Н. Чертовских (1964), относится к числу крупнейших отрицательных структур Охотско-Чукотского пояса. Его протяженность равна 350 км, ширина — 170 км, а общий объем вулканических накоплений оценивается в 90 тыс. км³. Он прослеживается в северо-восточном направлении от истоков р. Ульи до р. Кетанды. На востоке и западе прогиб ограничен субмеридиональными зонами разломов — Кетандинской и Билякчанской соответственно. Его северо-западное крыло наложено на пермские, триасовые и юрские терригенные толщи. Одни исследователи (Шатский, 1953; Пущаровский, 1955; Аникеев и др., 1957; Сняткин, 1959; Богданов, 1961; Белый и др., 1964, 1966) полагают, что эти отложения слагают структуры Южно-Верхоянского синклиниория мезозоид, тогда как другие (Спрингис, 1958; Гринберг, 1968; Башарин, 1966; Чиков, 1970) рассматривают их в качестве чехла Охотского массива. На юго-востоке граница прогиба примерно совпадает с береговой линией Охотского моря.

Как отмечалось ранее, вулканогенные образования Ульинского прогиба четко разделяются на два комплекса. Нижний (ульбериканская и амкинская свиты) определяет общую конфигурацию и размеры прогиба, а верхний (хетанинская, уракская и хакаринская свиты) слагает ряд самостоятельных отрицательных вулканоструктур в пределах его внутренней области.

Особенности структур, связанных с образованием ульбериканской свиты, не выяснены. Слагающие ее андезиты, базальты, туфы основного и среднего состава и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные образования обнажаются преимущественно на крыльях прогиба. В них внедрено сравнительно большое количество массивов, в том числе и крупнейший в Охотско-Чукотском поясе Этанджинский pluton. Внутренняя область Ульинского прогиба представляет собой обширную депрессию (320×140 км), сложенную вулканическими и вулканогенно-осадочными накоплениями (32 тыс. км³) амкинской свиты. В полях последней иногда удается оконтурить отдельные вулканоструктуры оседания, образованные преимущественно игнимбритами и лавами кислого состава, вокруг которых распространены вулканогенно-осадочные отложения. Но в целом внутреннее строение депрессии изучено еще недостаточно. На северо-востоке центральной ее части мощность накоплений амкинской свиты, по-видимому, достигает 1000 — 1500 м, а на юго-западе — 2000 — 2500 м.

Ульинский прогиб сильно осложнен разломами северо-восточного и северо-западного простирания (Чиков, 1970), которые, по мнению В.В. Ярмолюка (1973) и Р.Б. Умитбаева, в значительной мере определяют размещение изометрических отрицательных структур верхнего вулканического комплекса. По-видимому, одной из крупнейших зон разломов является Ульинская, прослеживающаяся от северо-западного края Юрловского блока на юго-запад, примерно вдоль долины р. Ульи. Она разделяет прогиб на две неравные части. К северо-западу от Ульинской зоны разломов широко развиты простые и сложные изометрические отрицательные вулканоструктуры, сложенные хетанинкой, уракской и хакаринской свитами. Их строение и особенности структурного положения изучены недостаточно. По имеющимся данным, можно полагать, что в центральной части прогиба, непосредственно примыкая к Ульинской зоне разломов, находятся наиболее крупные и длительно развивавшиеся вулканоструктуры — такие, как ранее охарактеризованные Хакаринская и Секчинская. В пределах

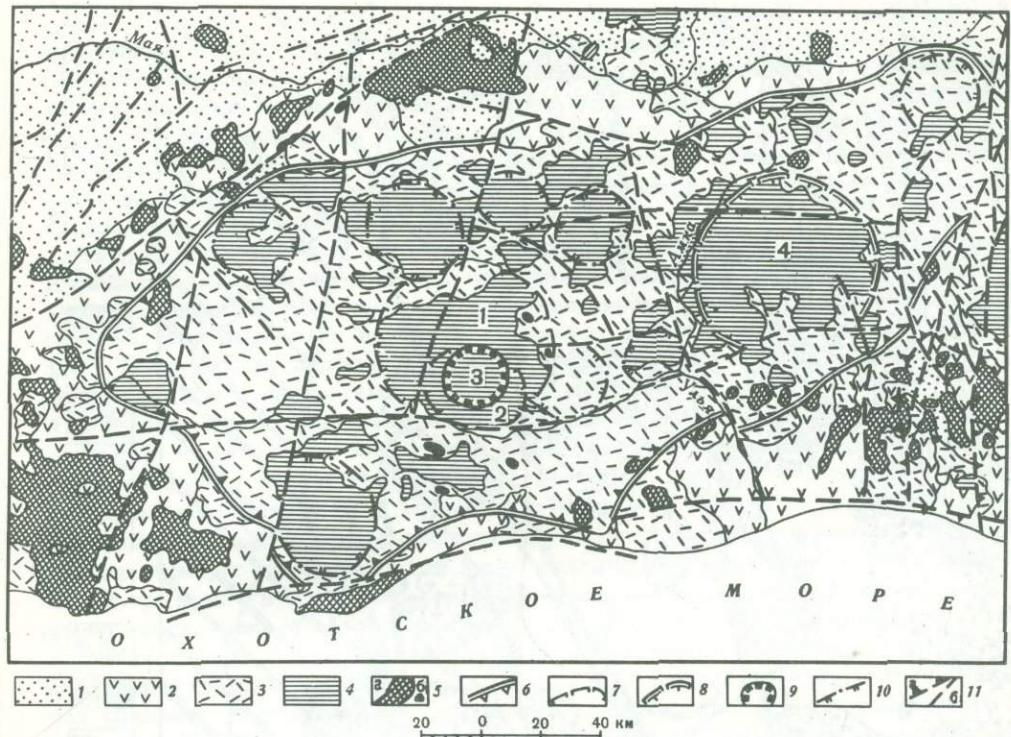


Рис. 42. Геолого-структурная карта Ульинского вулкано-тектонического прогиба

1 – комплекс основания вулканических накоплений; свиты вулканогенных пород: 2 – ульбериканская, 3 – амкинская, 4 – хетанинская, уракская, хакаринская (и их стратиграфические аналоги); 5 – интрузии гранитоидов (а) и габбро (б); 6 – контур Ульинского прогиба; вулканоструктуры оседания: 7 – образованные одной свитой или толщей, 8 – образованные сложным комплексом вулканических накоплений; 9 – кальдеры; 10 – изометричные отрицательные вулканоструктуры невыясненного типа; 11 – разломы, прослеженные в геологических структурах и по геофизическим данным: а – ограничивающие Юровский блок, б – прочие.

Цифры на карте: 1 – Секчинская, 2 – Дюльбякинская, 3 – Уенминская, 4 – Хакаринская структуры

северо-западного крыла Ульинского прогиба, особенно в бассейнах верхнего течения рек Секчи и Мати, распространены более мелкие вулканоструктуры оседания, однако на данной стадии исследований они выделяются в значительной мере условно. К юго-востоку от разломов Ульинской зоны образования верхнего вулканического комплекса имеют ограниченное распространение.

Во внутренней области Ульинского прогиба, главным образом в накоплениях амкинской свиты, установлены многочисленные, преимущественно небольшие купольные структуры, ядра которых сложены субвулканическими интрузиями кислого, реже среднего состава.

Малтано-Ольский ряд вулканоструктур (см. рис. 13, 23) территориально полностью совпадает с одноименным вулканическим полем. Его протяженность достигает 140–145 км, а ширина – 35–40 км; простирание субмеридиональное. Формирование южной части вулканического поля началось накоплениями андезитов и туфов нараулийской свиты. Однако структуры, четко выраженные на современном эрозионном срезе, связаны здесь с проявлениями кислого вулканизма (это Гайчанская кальдера и Северо-Гайчанская внекальдерная депрессия, а также Ингагченская прикупольная депрессия). Фор-

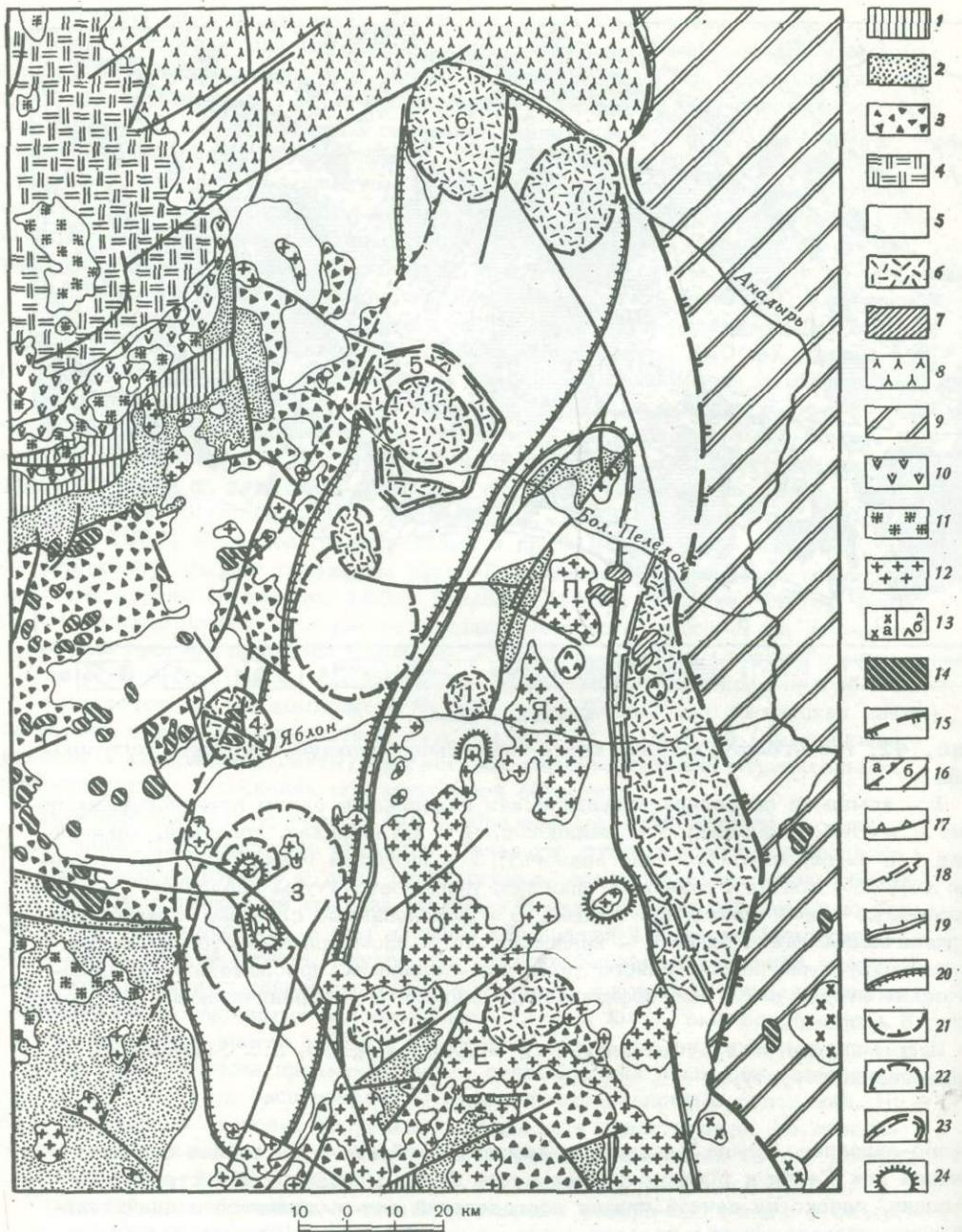


Рис. 43. Важнейшие структуры внешней зоны Анадырского сектора

Структурные комплексы Алазейско-Олойской системы; отложения: 1 - палеозойские и раннемезозойские, 2 - позднеюрско-готеривские, 3 - апт-среднеальбские, 4 - триасовые и позднеюрские - готеривские (в Южно-Анайском прогибе). Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; внешняя зона: 5 - яблонская серия (средний - поздний альб), 6 - еропольская толща и ее возрастные аналоги (конец альба - начало сеномана), 7 - покровы базальтов (сеноман?), 8 - нерасчлененные вулканогенные образования; 9 - внутренняя зона. Интрузивные образования: 10 - позднеюрские габбро (?); 11 - раннемеловые гранитоиды; 12 - альб-сеноманские гранитоиды (Е - Верхне-Еропольский, О - Верхне-Оконайтский, Я - Нижне-Яблонский, П - Пеледонский массивы); 13 - по зднемеловые: а - гранодиориты, сиенито-диориты, кварце-

мирование первых двух структур относится к периоду образования хольчанской свиты; последняя сложена игнимбритами и туфами аганской толщи, главные источники которых предполагаются в районе купола Сфинкс. Основным элементом строения северной части Малтано-Ольского поля является Ольская депрессия, развитие которой началось после образования структур хольчанской свиты. Стратиграфические соотношения вулканических отложений позволяют полагать, что накопление ольской свиты, слагающей среднюю часть разреза этой вулканоструктуры, и образование Ингагченской прикупольной депрессии происходили более или менее одновременно.

К северу от Ольской депрессии находится подобная ей, но более мелкая Хурэндинская вулканоструктура оседания. И наконец, самая северная часть Малтано-Ольского поля сложена преимущественно спокойнинской и ольской свитами, расчлененными на блоки разломами северо-восточного простирания. Здесь наблюдаются простые купольные структуры, ядра которых сложены гранит-порфирами и липаритами.

Характерной особенностью строения Малтано-Ольского вулканического поля являются поднятия и горсты остаточного типа, в пределах которых нередко обнажены породы, слагающие структуры мезозойд. Одно из таких поднятий (Татынгычанское) находится в верховье р. Олы. Оно примыкает к юго-восточному крылу Ольской и северо-восточному – Ингагченской депрессий. В поднятии на дневную поверхность выведены складчатые толщи юрского возраста. Выход их имеет в плане неправильную форму и нередко ограничен разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Размер поднятия 20×10 км. К северо-западу от Хурэндинской вулканоструктуры оседания находится Носэгчэнский горст (протяженность 10–12 км, ширина 3–6 км). В его пределах обнажены в основном вулканогенные толщи позднеюрского-неокомского возраста. Менее четко выраженные поднятия и горстообразные структуры намечаются между Северо-Гайчанской и Ингагченской, а также между Ольской и Хурэндинской вулканоструктурами.

Яблоно-Мечкеревский ряд вулканоструктур (рис. 43) прослеживается в северо-восточном направлении от верховьев р. Яблон до среднего течения р. Мечкеревой на расстоянии около 240 км при ширине от 20–25 до 45–55 км. С северо-запада граница этой вулкано-тектонической структуры совпадает в основном с Крестовско-Саламихинской зоной разломов, вдоль которой, по-видимому, сочленялись консолидированные палеозойские структуры, известные под названием Яблонского массива (Тильман, 1962; Белый, 1969) и геосинклинальные прогибы мезозойд. С юго-востока, в бассейнах рек Яблон и Пеледон, рассматриваемая вулкано-тектоническая структура примыкает к Оконайто-Пеледонскому поднятию.

Характер вулканизма в юго-западной и северо-восточной частях Яблоно-Мечкеревской структуры был несколько различным, что отразилось и на особенностях их строения. В юго-западной части (примерно до р. Пеледон) распространены преимущественно вулканические накопления яблонской серии. Здесь выделяются три крупные депрессии, возникшие в результате излияний главным

вые диориты, граниты, б – граносиениты и кварцевые сиениты; 14 – субвулканические интрузии нерасчлененные. Прочие обозначения: 15 – граница внешней и внутренней зон вулканогенного пояса; 16 – разрывные нарушения: а – Крестовско-Саламихинская зона, б – прочие разломы; 17 – граница Айнахкургенской впадины; 18 – Нижне-Яблонская моноклиналь; 19 – Оконайто-Пеледонское поднятие; 20 – Яблоно-Мечкеревский ряд отрицательных вулканоструктур; 21 – отрицательные вулканоструктуры на Оконайто-Пеледонском поднятии (1 – Мунукская, 2 – Атакаевская); 22 – вулканоструктуры оседания – Яблоно-Мечкеревского ряда (3 – Верхне-Яблонская, 4 – Туровая, 5 – Пеледонская, 6 – Мечкеревская, 7 – Горностаевская); 23 – внешняя граница кольцевой системы грабенов Пеледонской структуры; 24 – купольные структуры

образом двупироксеновых андезито-базальтов позднеальбского возраста (ику-лилэкинская и вилковская толщи). В относительно приподнятых, расположенных между ними участках обнажаются преимущественно базальты и туфы саламихинской толщи. Сравнительно хорошо изученная сложная Верхне-Яблонская вулканоструктура (30×40 км) имеет сходное строение с охарактеризованной ранее Верхне-Анадырской. Она состоит из депрессии, образованной андезито-базальтами и базальтами икулилэкинской толщи, и усложняющих ее двух просадок, связанных с образованием вилковской толщи (андезито-базальты, базальты, андезиты и их туфы, а также туфы кислого состава). Более молодые альб-сеноманские вулканиты здесь распространены весьма незначительно. Единственная достоверно установленная структура, сформировавшаяся в этот период, — это Туровая просадка, расположенная над Крестовско-Саламихинской зоной разломов (см. рис. 3).

В северо-восточной части Яблоно-Мечкеревского ряда структур базальты — аналоги саломихинской толщи — имеют ограниченное распространение. Здесь закартировано обширное поле андезито-базальтов, андезитов и их туфов, которые, по данным И.Н. Котляра, отличаются от одновозрастных накоплений икулилэкинской и вилковской толщи преобладанием амфиболсодержащих разностей пород. В общем это поле представляет собой отрицательную структуру, выделяемую И.Н. Котляром под названием Пеледено-Мечкеревского прогиба. Второе существенное отличие этого района (от района, расположенного юго-западнее) состоит в широком развитии вулканитов альб-сеноманского возраста, нижняя часть которых сложена игнимбритами и туфами кислого состава, а верхняя — преимущественно андезито-базальтами. С вулканической деятельностью альб-сеноманского времени связано образование трех четко обособленных вулканоструктур: Пеледонской (см. рис. 30, 31), Мечкеревской и Горностаевской.

Между депрессиями и прогибами Яблоно-Мечкеревского ряда структур постоянно отмечаются небольшие по площади выходы (главным образом горсты) базальтов и туфов саломихинской толщи, вулканогенно-осадочных и осадочных пород чимчемемельской и айнахкургенской свит.

МАГМАТОГЕННЫЕ ПОДНЯТИЯ

Ранее, при общей характеристике главных типов структур Охотско-Чукотского пояса были указаны и основные районы развития магматогенных поднятий.

В пределах внешней зоны в настоящее время уверенно выделяются два крупных магматогенных поднятия: Оконайто-Пеледонское и Челомджа-Ямское; простижение осевых линий этих структур параллельно границе внешней и внутренней зон вулканогенного пояса.

Оконайто-Пеледонское поднятие находится в Анадырском секторе (см. рис. 13, 43). Оно прослеживается от водораздела рек Еропол и Яблон в бассейн среднего течения р. Пеледон; его протяженность достигает 110–120 км, а максимальная ширина — 60 км. На северо-востоке поднятие суживается и имеет более или менее четко выраженное периклинальное погружение. На юго-западе оно резко расширено и "открыто" в сторону Еропольского блока палеозойских складчатых структур. От последнего поднятие отделено крупным Верхне-Еропольским гранитоидным массивом, по-видимому, трещинного типа. В поперечном сечении поднятие имеет сводообразную форму с углами падения крыльев 5–15, иногда до $20\text{--}25^\circ$. Северо-западное крыло поднятия местами усложнено продольными разломами.

Средне(?)—позднеальбские вулканические накопления Оконайто-Пеледонского поднятия отличаются от одновозрастных образований яблонской серии, сплачивающей Яблоно-Мечкеревские вулканоструктуры оседания, крайне незначительным количеством оливинсодержащих базальтов, весьма широким развитием туфов и туфобрекций андезитового и андезито-дацитового состава, присутствием крупных линзовидных тел ксенонигнимбритов и игнимбритов умеренно кислого

го и кислого состава (преимущественно в сводовой части). Смена разрезов средне(?)—позднеальбских образований осуществляется на довольно узких участках и нередко подчеркивается разрывными нарушениями.

К сводовой части Оконайто—Пеледонского поднятия приурочены выходы крупных интрузий, преимущественно гранитоидных. Это Верхне—Оконайтский (45×25 км), Нижне—Яблонский (35×18 км) и Пеледонский (15×12 км) массивы. Расстояние между ними, а также между Верхне—Оконайтским и Верхне—Еропольским массивами не превышает 4—5 км. Поскольку на массивах сохранились обширные участки кровли, можно полагать, что все они являются лишь относительно приподнятыми частями единого крупного plutона, протяженность которого достигает 170—180 км. В своде поднятия, на контактах с интрузиями, а также вдоль разрывных нарушений известны небольшие выходы морских верхнеюрских, валанжинских и готеривских отложений, а также континентальных вулканомиктовых образований, параллелизуемых с верхней подсвитой айнахкургенской свиты. В пределах поднятия имеются две изометричные отрицательные вулканоструктуры — Мунукская и Атакаевская. Они сложены альб-сеноманскими вулканитами (стратиграфическими аналогами еропольской толщи).

Характер строения средне(?)—позднеальбских вулканогенных образований Оконайто—Пеледонского поднятия показывает, что оно как особая вулканическая зона обособилось уже на ранних стадиях развития Охотско—Чукотского пояса. Относительно мощные линзовидные тела игнимбритов и ксенонигнимбригов кислого и умеренно кислого состава в разрезах альбских вулканитов могут свидетельствовать о том, что уже в это время здесь началось обособление очагов гранитоидных магм. В самом конце альба — начале сеномана, вероятно, в связи с внедрением гранитоидных интрузий, произошли крупные извержения кислого пирокластического материала, слагающего нижнюю часть разреза еропольской толщи в Нижне—Яблонской моноклинали и в отмеченных ранее отрицательных структурах на поднятии. За этим последовало становление гранитоидных массивов, наблюдавшихся в современной структуре.

Челомджа—Ямское поднятие расположено в Охотском секторе вулканогенного пояса (см. рис. 13). Оно прослеживается от устья р. Тахтоймы на востоке до среднего течения р. Челомджи на западе, на расстоянии около 450 км при ширине до 40—45 км. Принятые в настоящее время границы поднятия в значительной мере условны. На юге оно, по-видимому, непосредственно примыкает к внутренней зоне вулканогенного пояса, однако граница эта на всем протяжении погребена под отложениями неотектонических владин. Северное крыло поднятия примерно совпадает с южной границей ареалов крупных полей вулканических накоплений кислого состава (хольчанская и ольская свиты, аганская толща), которые участвуют в строении разнообразных изометричных отрицательных вулканоструктур. Эта граница примечательна и тем, что к северу от нее вулканогенные образования позднеюрского—неокомского возраста и позднеальбской нараулийской свиты достаточно четко отличаются по степени вторичных изменений и условиям залегания, хотя те и другие сложены существенно андезито—базальтами, андезитами, базальтами и их туфами. В пределах же поднятия вследствие интенсивной региональной пропилизации они почти не отличимы друг от друга.

Данные о внутренней структуре Челомджа—Ямского поднятия весьма фрагментарны, как как примерно 30% его площади скрыто под отложениями неотектонических владин и не менее 50% площади обнаженных районов занимают выходы гранитоидов Ямского, Нижне—Ольского, северной части Магаданского, Средне—Ямского и Средне—Кавинского массивов. Выходы последнего имеют дугообразную в плане форму, как бы подчеркивающую периклинальное замыкание поднятия. В целом же массивы вытянуты согласно общему простианию Челомджа—Ямского поднятия. На них сохранились обширные участки кровли вулканогенных пород; между крупными выходами интрузивных пород находится большое количество мелких массивов того же состава. Все это позволяет полагать, что на глубине тела гранитоидов занимают значительно большую площадь, чем на поверхности, т.е. массивы, возможно, являются составными

частями нескольких или единого крупного plutona под Челомджа-Ямским поднятием. Условия залегания вулканогенных пород изучены слабо. Относительно крупные участки кровли plutонов нередко имеют форму отрицательных структур, образование которых, вероятно, происходило в процессе неравномерного поднятия (внедрения) гранитоидного расплава. На северном крыле структуры наблюдаются крупные участки моноклинально залегающих пород, наклоненных к северу и северо-западу под углом не более $20\text{--}30^\circ$. На левобережье р. Тау Е.Г. Песковым прослежена субширотная полоса рассланцеванных и милонитизированных вулканитов, а также разгнейсованных гранитоидов; ее видимая протяженность 35 км, а ширина 10 км. На данном участке она является структурным выражением границы Челомджа-Ямского поднятия и внутренней зоны вулканогенного пояса.

Во внутренней зоне магматогенные поднятия являются характернейшими структурными элементами новообразованной подзоны (см. рис. 13). Это Мургальское, Кондыревское и Восточно-Тайногосское поднятие и, возможно, структуры полуостровов Пьягина и Кони. К структурам этого же типа, по-видимому, относится и небольшое горстообразное поднятие, расположенное севернее Мургальского, в бассейне р. Убиенки. В унаследованной подзоне достоверно известны лишь два относительно небольших магматогенных поднятия: Ичигемское и Юлговаамское – оба на территории Пенжинского сектора. По материалам В.Г. Королькова и автора (лето 1975 г.), магматогенное поднятие намечается и в пределах унаследованной подзоны Охотского сектора. Характерно эшелонное расположение поднятий: их осевые линии (кроме Восточно-Тайгоносского) отклонены на $5\text{--}15^\circ$ вправо от общего простирания унаследованной и новообразованной подзоны, так что окончание одного нередко заходит за начало другого.

Каждое из магматогенных поднятий обладает особыми чертами строения. Различаются они, в частности, и по величине площади вскрытых в их пределах гранитоидов: максимальна она в Восточно-Тайгоносском, а минимальна – в Мургальском и Кондыревском поднятиях. Домезозойские образования выведены на дневную поверхность в Восточно-Тайгоносском и Юлговаамском поднятиях, тогда как в Мургальском самыми древними являются толщи берриасского, а в Кондыревском – готеривского возраста. Таким образом, как будто намечается определенная зависимость между общей площадью выходов интрузий и возрастом обнажающихся в сводовой части поднятия стратифицированных образований. Однако зависимость эта не является строгой, так как в Ичигемском поднятии, где площадь выходов гранитоидов несколько больше, чем в Юлговаамском, и значительно больше, чем на полуостровах Пьягина и Кони, обнажены только верхнеюрские – готеривские(?) толщи. Кроме того, выходы крупных массивов нередко окружены самыми молодыми в пределах данного поднятия стратифицированными образованиями. Ниже приводится описание наиболее характерных и относительно хорошо изученных магматогенных поднятий.

Мургальское поднятие прослеживается от верховья р. Ныгчеквеем (левый приток р. Анадырь) на северо-востоке до левобережья р. Пенжины на юго-западе; его протяженность 220–230 км, ширина 17–35 км. В пределах северо-восточного и юго-западного погружений поднятия обнажены два из трех наиболее крупных интрузивных массивов: Ворожейский (65×30 км) и Мало-Мургальский (20×17 км). В промежутке между ними находятся Травкинский массив (30×15 км) и большое количество интрузивов, выходы которых имеют поперечник не более 10 км. Выходы крупных массивов имеют в плане причудливую форму, ибо на них сохранились обширные участки кровли. Более мелкие интрузивы рассматриваются как куполовидные тела и штоки. В целом на современном эрозионном срезе площадь интрузивных пород составляет не более 30% общей площади структуры.

В Мургальском поднятии обнажены преимущественно валанжинские, реже берриасские и готеривские морские вулканомиктовые и осадочно-вулканогенные толщи. На крыльях местами отмечаются молассовые вулканогенно-осадочные образования апт-альбского возраста, а также средне-позднеальбские вул-

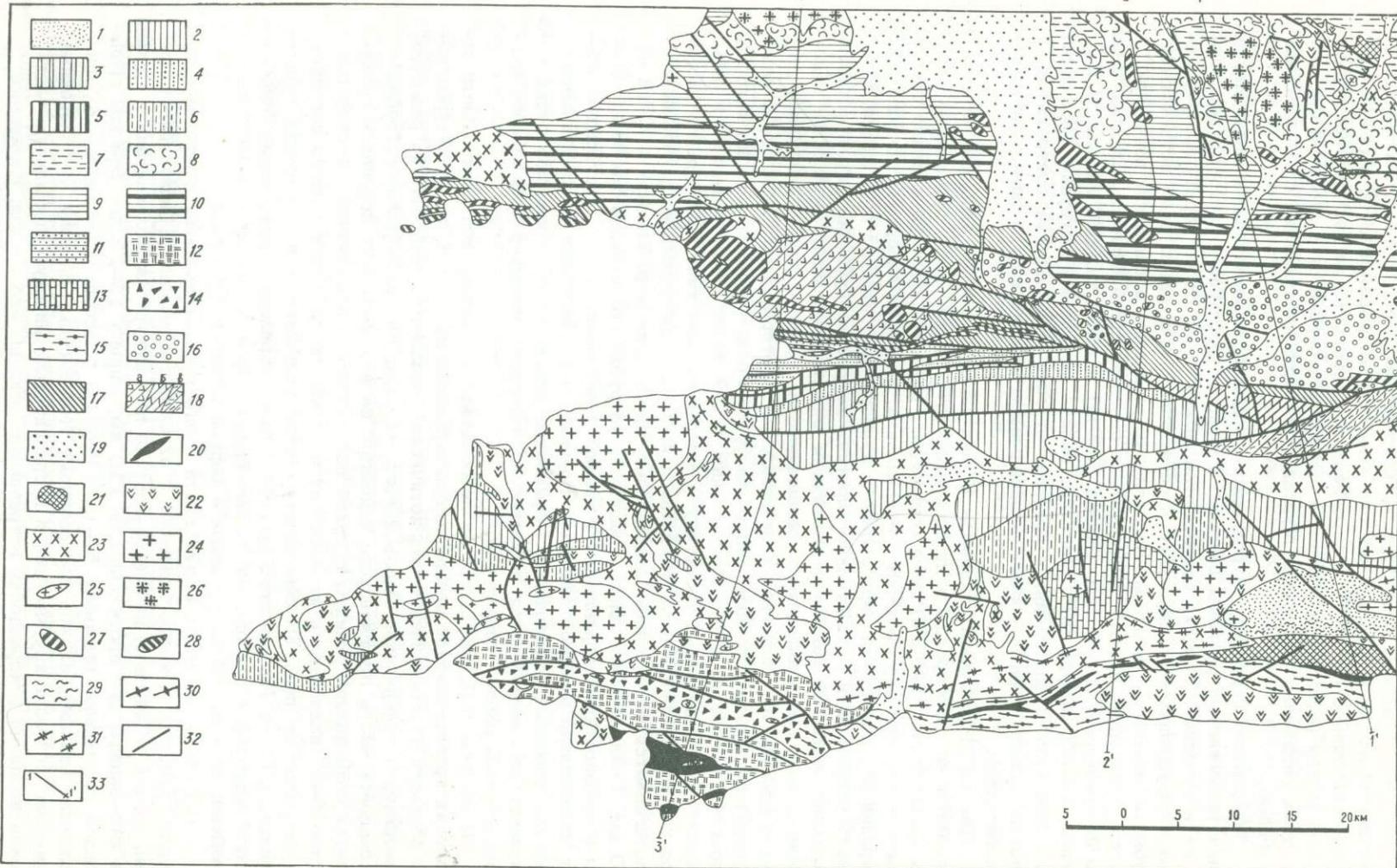
каниты основного и среднего состава. Последние иногда слагают сравнительно мелкие синклинальные структуры в сводовой части поднятия. В поперечном сечении поднятие асимметрично: оно имеет четко выраженное и в общем полого наклоненное (до 30°) северо-западное крыло, тогда как юго-восточное крыло между реками Ныгчеквеем и Черной редуцировано, и здесь по системе крупных разрывных нарушений Мургальское поднятие граничит с Пенжинским прогибом.

Внутреннюю структуру Мургальского поднятия в значительной мере определяют протяженные разломы северо-восточного простирания, которые располагаются кулисно и нередко соединяются между собой более короткими разрывными нарушениями субширотного простирания. Значительно реже встречаются субмеридиональные разломы. Направлению разломов в основном подчинено простижение прерывистых брахиформных складок, протяженность которых обычно не превышает 10–15 км, ширина 5–7 км. Крылья складок наклонены под углом 25–30, иногда 40°. Местами, вблизи разломов и интрузий, наблюдаются более крутые залегания; в пределах относительно широких центральных частей складок горные породы дислоцированы слабее, иногда лежат почти горизонтально.

Граница Мургальского поднятия и Пенжинского прогиба наиболее четко наблюдается на левобережье и правобережье р. Гребенки. Здесь прослежена сравнительно узкая (5–6 км) зона сближенных разломов преимущественно северо-восточного, реже субширотного направления. Разломы северо-восточного простирания располагаются параллельно и кулисно относительно друг друга. Они часто упираются в относительно короткие нарушения субширотного простирания, которые являются как бы перемычками между ними. Вдоль этой зоны сближенных разломов наблюдаются разваливание, плойчатость, интенсивное развитие кливажа в отложениях валанжинского и гогеривского возраста. К ней приурочены многочисленные мелкие интрузии гранитоидов, многие из которых, вероятно, относятся к трещинному типу, и еще более многочисленные и очень разнообразные по форме и составу субвуликанические тела. Примерно в устьевой части р. Гребенки зона разломов приобретает субширотное простижение и протягивается в восточном направлении, вдоль долины р. Анадырь – почти на 30 км. Обнажающиеся здесь трещинные интрузии гранитоидов также вытянуты в субширотном направлении. Разломы северо-восточного простирания имеют значительно меньшее значение. По-видимому, восточнее сопки Опаленной, уже под рыхлыми отложениями Марковской впадины, зона разломов снова поворачивает на северо-восток, в пользу чего говорит характер аномального магнитного поля данной территории.

По данным И.П. Васецкого, на левобережье р. Анадырь континентальные отложения кривореченской свиты, охарактеризованные флорой сеноман-туронского возраста (гребенкинский флористический комплекс), залегают на размытой поверхности гранитоидов Ворожейского массива. На левобережье р. Гребенки, в сводовой части Мургальского поднятия, на нижнемеловых породах и гранитоидах сохранились реликты древней поверхности выравнивания, которая под углом 3–5° наклонена к юго-востоку и на многих участках хорошо совпадает с поверхностью подошвы сеноман-туронских конгломератов в пределах северо-западного борта Пенжинского прогиба. Таким образом, формирование Мургальского поднятия и становление гранитоидных массивов попадает в интервал времени, отвечающий концу альба – первой половине сеномана.

Ичигемское поднятие почти полностью совмещается с одноименным горным хребтом. Оно прослеживается от нижнего течения р. Гирвухейвеем (левый приток р. Пенжины) на северо-востоке до междуречья Холоховчана и Оклана на юго-западе; его протяженность 110 км, ширина 15–22 км. Выходы гранитоидов составляют примерно 55–60% площади поднятия и, по-видимому, принадлежат единому, сложно построенному Ичигемскому plutону. В поперечных сечениях он имеет крутые стенки и сравнительно плоскую апикальную часть. Почти везде на водоразделах встречаются останцы его кровли, сложенные метаморфизованными вулканогенными породами. Амплитуды погружения кровли



по простиранию массива достигают 600–700 м. На этих участках наблюдаются обширные зоны интенсивного контактowego метаморфизма вмещающих пород и многочисленные разнообразные по составу мелкие интрузии субвулканического облика.

Поднятие построено асимметрично. В бассейнах рек Большой Чалбугчан и Хиузная его юго-западное крыло сложено преимущественно вулканогенно-осадочными позднеюрскими-готеривскими(?) и молассовыми апт-альбскими толщами (см. рис. 8), залегающими под углом 50–30°. Альбские вулканогенные образования, принадлежащие в основном скальнинской и гребневской толщам чалбугчанской серии, здесь имеют ограниченное распространение. На северо-западном крыле поднятия обнажаются преимущественно позднеальбские вулканические, относящиеся к ветвинской толще чалбугчанской серии; они слагают моноклиналь, наклоненную под углом 20–25°.

Рис. 44. Схематическая геологическая карта юго-западной части полуострова Тайгонос

1 – нижнекаменноугольные сланцы, алевролиты, песчаники (обычно известковистые); 2 – пермско-триасовые(?) андезиты, андезито-базальты и туфы, алевролиты, Юрские образования: 3 – нижнеюрские андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы; 4 – средне-юрские туфы среднего и основного состава, туффиты, туфопесчаники, гравелиты, кремнистые сланцы; 5 – верхнеюрские (неразделенные) туфы основного и среднего состава, туфопесчаники; 6 – юрские (неразделенные) туфопесчаники, туфы основного и среднего состава, туфоалевролиты, глинистые и углистые сланцы, андезиты, андезито-дациты; верхнеюрские: 7 – сланцы, алевролиты, песчаники среднинской свиты, 8 – туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы и лавы андезитов и базальтов гырыянской свиты. Волжско-валанжинские образования: 9 – липариты, трахилипариты, дациты, их туфы и игнимбриты, андезиты и андезито-базальты, туфоалевролиты вавачунской свиты; 10 – базальты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекции, дациты, игнимбриты, туфоалевролиты теланской свиты; 11 – породы вавачунской и теланской свит неразделенные; 12 – спилиты, диабазы, туфы основного состава, туфопесчаники, яшмы, кремнистые сланцы, туфопесчаники, алевролиты кингивеемской и кармаливаемской свит. Нижнемеловые образования: 13 – берриаские и валанжинские сланцы, алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы, туфы среднего состава, прослои доломитов; 14 – неразделенные валанжин-готеривские(?) отложения – ритмичное переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев; 15 – неокомские(?) образования: амфиболиты, пироксен-роговообманковые гнейсы, зеленые сланцы; 16 – готеривские и, возможно, барремские накопления: песчаники, алевролиты, туфы среднего и основного состава, сланцы, конгломераты вануонской свиты; 17 – аптские, возможно, барремские – среднеальбские накопления: туфы андезитов, туфопесчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы, линзы и пласты каменного угля рябинкинской свиты; 18 – верхнеальбские образования: а – преимущественно андезиты и их туфы, андезито-дациты, дациты, андезито-базальты (в основании горизонты вулканогенно-осадочных пород), б – базальты, андезиты и их туфы, в – преимущественно дациты и липариты (туфы, лавы и игнимбриты) явоямской толщи; 19 – рыхлые отложения плиоценового и четвертичного возраста. Интрузивные образования: 20 – гипербазиты; 21 – габбро, габбро-диориты, габбро-перидотиты; 22 – диориты и кварцевые диориты; 23 – гранодиориты, тоналиты; 24 – плагиограниты; 25 – двуслюдянные граниты; 26 – граносиениты, субшелочные и аляскитовые граниты; субвулканические тела: 27 – кислого и среднего составов; 28 – основного состава; 29 – сланцеватые роговики; 30 – гнейсовидные гранитоиды; 31 – катаэлазированные гранитоиды; 32 – разломы; 33 – линии геологических разрезов (см. рис. 45)

Восточно-Тайгоносское поднятие почти полностью совмещается с выходами на дневную поверхность одноименного гранитоидного plutона, которые составляют не менее 80% общей площади структуры. Протяженность поднятия 220 км, а ширина 30 км. Достаточно хорошо изученная его юго-западная часть характеризуется по материалам Г.Е. Некрасова.

На северо-западе, на участке между Внутренней губой и р. Тальнавеем, к поднятию примыкает Теланская грабен-синклиналь, относящаяся к унаследованной подзоне вулканогенного пояса (рис. 33). В большинстве случаев граница этих структур выражена крупными разломами общего северо-восточного профиля и полосами разгнейсования в гранитоидах. На юго-востоке поднятие граничит с Анадырско-Корякской складчатой системой. Их разделяют глубинные разломы, нередко крутые надвиги, вдоль которых прослеживаются зоны разгнейсования амфиболитов, зеленых сланцев, а также наблюдаются выходы гипербазитов.

Фрагменты северо-западного крыла Восточно-Тайгоносского поднятия закартированы в бассейнах рек Вискичун и Кенгвеем. Здесь непосредственно с гранитоидами контактируют сильно измененные осадочно-вулканогенные толщи условно пермско-триасового возраста. С северо-запада по разлому с ними граничат смятые в линейные складки нижнеюрские образования, выше которых в крутой, усложненной разломами моноклинальной структуре обнажаются средне- и верхнеюрские отложения. К северо-востоку от этого района, на левобережье р. Кенгвеем, и в бассейнах рек Вавачун и Кычувеем, гранитоиды непосредственно контактируют с явоымской вулканогенной толщей позднеальбского возраста.

В центральной части поднятия прослеживаются выходы осадочных и осадочно-вулканогенных образований палеозойского и мезозойского возраста, имеющие в плане линейную и неправильную форму. Нижнекаменноугольные песчанико-сланцевые отложения обнажаются преимущественно вдоль юго-восточного края поднятия, между реками Кенгвеем и Вавачун; размеры их выходов колеблются от $21,0 \times 6,0$ до $3,5 \times 0,7$ км. Простижение выходов и дислокаций нижнекаменноугольных пород совпадает с общим простиением поднятия. Они подверглись сильному kontaktовому метаморфизму, очень часто превращены в сланцеватые роговики.

Ближе к северо-западному крылу, на 90–100 км к северо-востоку от восточного побережья Внутренней губы, прослеживаются прерывающиеся по профилю выходы сильно дислоцированных осадочно-вулканогенных толщ условно пермско-триасового возраста. Ширина их не превышает 7 км, а протяженность самого крупного достигает 50–55 км.

В бассейне р. Кенгвеем, в сводовой части поднятия, обнаружены позднеюрские и валанжинские вулканомиктовые песчаники, алевролиты и сланцы. Выход их среди гранитоидов картируется как фрагмент моноклинальной структуры, разбитой разломами северо-западного профиля и наклоненной к юго-востоку под углом $25-45^\circ$.

Из приведенных данных следует, что судить о структуре Восточно-Тайгоносского поднятия по сохранившимся фрагментам стратифицированных образований очень трудно. Поэтому особое значение приобретают данные о форме plutона. Они, несомненно, интересны и в том отношении, что дают представление о возможной форме гранитоидных массивов под магматогенными поднятиями вообще. Г.Е. Некрасов (1968, 1972) показал, что Восточно-Тайгоносский массив сочетает в себе черты трещинной интрузии и синтектонического факолита (см. рис. 45). Особенности его внутреннего строения контролировались разломами северо-восточного профиля и складчатыми структурами палеозойских и раннемезозойских образований. Между реками Кенгвеем и Кычувеем, где среди гнейсовидных гранитоидов в большом количестве наблюдаются нижнекаменноугольные и условно пермско-триасовые образования, массив состоит как бы из серии мощных пластовых тел. В этой части Восточно-Тайгоносский pluton обладает признаками мезозональных гранитоидов, согласно классификации А.Ф. Баддингтона (1963). К юго-западу от р. Кенгвеем выход массива несколько расширяется, и он приобретает форму "синклинального" фа-

колита, глубина становления которого оценивается в 2–4 км. В бассейнах рек Вавачун и Кыгчуевем северо-западный край массива контактирует непосредственно с позднеальбской явоямской толщей. Видимый вертикальный диапазон формирования Восточно-Тайгоносского plutона колеблется от 7–8 до 1,0–1,5 км. При этом, в зависимости от глубины становления той или иной его части, меняется форма plutона.

Полуострова Пьягина и Кони, по-видимому, являются фрагментами одного или же двух различных магматогенных поднятий.

Размещение гранитоидов здесь не имеет столь четко выраженной линейности, как и в других магматогенных поднятиях. Своегообразны структуры юрских и меловых, преимущественно вулканогенных толщ. Здесь четко прослеживаются узкие (3–8 км по ширине) зоны, в которых (независимо от возраста) породы сильно дислоцированы, реже рассланцованны. Эти зоны протягиваются на десятки километров, иногда рассекают интрузивы. Они имеют преимущественно запад-юго-западное простирание, несколько реже – северо-западное и северо-восточное. Зоны одинакового простириания расположены кулисно, однако сопряжение различно ориентированных зон приводит к тому, что в плане они нередко образуют сложный дихотомический рисунок. Между этими зонами находятся более обширные пространства (до 20 км шириной) блокового строения; в них углы падения пород не превышают 30–40°, отсутствует определенная ориентировка простириания толщ, нередко наблюдаются брахиформные и мульдобразные структуры.

Необходимо подчеркнуть, что характерной особенностью трех описанных выше магматогенных поднятий внутренней зоны (Мургальского, Ичигемского и Восточно-Тайгоносского) является асимметрия строения, которая имеет в общем одинаковый характер: 1) относительно простое и более пологое северо-западное крыло, где обнажены и сравнительно более молодые толщи; 2) сложно построенная и более высоко поднятая юго-восточная сторона, нередко ограниченная крупными разрывными нарушениями.

ЛИНЕЙНЫЕ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ (ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ)

Наименее изучено строение альбских и альб-сеноманских вулканогенных толщ унаследованной подзоны. Обусловлено это тем, что, с одной стороны, она отличается значительной сложностью строения, а исследована относительно хуже других частей Охотско-Чукотского пояса, с другой стороны, здесь широко распространены сеноманские вулканогенные толщи (обладающие платообразным залеганием) и отрицательные неотектонические структуры (заполненные обломочными образованиями).

Очевидно, самыми характерными элементами строения унаследованной подзоны являются линейные отрицательные вулкано-тектонические структуры (грабен-синклинали). Судя по имеющимся пока еще неполным данным протяженность грабен-синклиналей не превышает 150–200 км, а ширина 30–40 км. Их размещение контролируется системами кулисно расположенных разломов с правосторонним отклонением от общего простириания унаследованной подзоны на 5–15°.

Наиболее отчетливо выраженная линейная отрицательная вулкано-тектоническая структура находится на п-ове Тайгонос (рис. 44, 45). Детальное изучение ее проведено Г. Е. Некрасовым. Здесь позднемезозойские, существенно вулканогенные толщи (в объеме вавачунской, теланской, вануонской и рябинкинской свит явоямской толщи) слагают крупную, сложно построенную Теланскую грабен-синклиналь, видимая протяженность которой достигает 150 км, а ширина – 15–30 км. Эта структура начала формироваться в конце поздней юры вдоль системы разломов общего северо-восточного простириания, заложение которой относится к позднепалеозойской, а возможно, и к более ранней эпохе. Структуры позднеальбской явоямской толщи, принадлежащей вулкано-

генному комплексу собственно Охотско-Чукотского пояса, развивались в общем унаследованно по отношению к позднеюрским-раннемеловым образованиям Теланской грабен-синклинали. Поэтому представляется целесообразным рассматривать строение грабен-синклинали в целом, а не ограничиваться описанием структурных форм явоямской толщи.

На северо-западе Теланской грабен-синклиналь граничит со структурами Среднинского участка пологих дислокаций Гижигинской зоны мезозоид. Здесь вавачунская свита, с которой начинается разрез Теланской грабен-синклинали, почти повсеместно залегает без видимого несогласия на кимеридж-ранневолжской вулканогенно-осадочной гырьягинской свите, являющейся характерным членом разреза Среднинского участка. Тем не менее в структурном отношении северо-западная граница Теланской грабен-синклинали выражена везде очень четко. Так, между побережьем залива Среднего и р. Имновеем в вавачунской свите наблюдаются крутые (до $60-40^{\circ}$) флексуры, иногда переходящие в короткие разломы с амплитудами смещения до 300–500 м. Далее к северо-востоку, в бассейне р. Кенгевеем, северо-западной границей Теланской грабен-синклинали являются крупные протяженные разломы, амплитуды смещения по которым составляют 2–2,5 км. Относительно этих разломов резко меняются условия залегания верхнеюрских-нижнемеловых пород: на северо-западе они слагают пологие моноклинали, а на юго-востоке в образованиях вавачунской и теланской свит наблюдаются крутые флексуры и сложные приразломные дислокации.

На юго-востоке Теланская грабен-синклиналь граничит с Восточно-Тайгосским поднятием и с гранитоидами одноименного plutона. Их соотношения кратко охарактеризованы ранее.

Строение Теланской грабен-синклинали существенно меняется по простиранию. В юго-западной части, в бассейнах рек Вискичун и Имновеем, она имеет форму асимметричной приразломной синклинальной структуры; ее осью является Вискичунская шовная зона (рис. 45, разрез 3). Юго-восточное крыло структуры, узкое и кроткое ($60-80^{\circ}$), сложено преимущественно базальтами и андезито-базальтами, подобными образованиям теланской свиты. Более пологое и широкое северо-западное крыло грабен-синклинали слагают в основном вавачунская и теланская свиты. Вне участков флексурных перегибов и разломов вулканогенные толщи свит сравнительно полого ($20-30^{\circ}$) наклонены к юго-востоку. Примерно в средней части северо-западное крыло структуры испытывает резкий флексурный перегиб ($50-55^{\circ}$), за которым обнажаются вначале вулканогенно-осадочные образования рябинкинской свиты, а затем – вулканиты явоямской толщи. Второй крупный флексурный перегиб ($60-65^{\circ}$) наблюдается примерно в 2 км от Вискичунской шовной зоны, в накоплениях явоямской толщи.

Вискичунская шовная зона на побережье Внутренней губы имеет ширину около 2 км; в ее пределах обнажаются преимущественно вулканогенно-осадочные отложения рябинкинской свиты. Шовная структура выражена серией субпараллельных вертикальных и крутопадающих на северо-запад зон смятия мощностью 50–100 м, сопровождающихся разрывами и мелкой изоклинальной складчатостью. К шовной зоне приурочено большое количество пластовых тел, даек и штоков изверженных пород различного (преимущественно основного) состава.

Таким образом, структура, сложенная явоямской толщей, в рассматриваемой части Теланской грабен-синклинали имеет форму асимметричного усложненного флексурами грабена, односторонне ограниченного с юго-востока Вискичунской шовной зоной (см. рис. 45, разрез 3).

Северо-восточнее, в бассейне р. Кенгевеем, вся Теланская грабен-синклиналь в целом приобретает форму асимметричного, сложно построенного грабена, так как в этом направлении ее юго-восточное крыло выклинивается (см. рис. 45, разрезы 2, 1). В разрезах структуры здесь появляются морские вулканомиктовые и осадочно-вулканогенные отложения готеривского возраста, выделяемые в вануюнскую свиту. Структура состоит из трех-четырех ступенчато

погружающихся в юго-восточном направлении блоков, разделенных протяженными разломами, плоскости которых также обычно наклонены на юго-восток под углом 60–80°. В пределах этих блоков в верхнеюрских–готеривских отложениях наблюдаются крутые флексуры и асимметричные прерывистые складки. Накопления рябининской свиты и явоямской толщи в общем образуют здесь моноклиналь, наклоненную к юго-востоку под углом 30–60°, осложненную многочисленными разломами и флексурными перегибами.

На правобережье р. Кенгевеем юго-восточным ограничением Теланской структуры является крупный разлом, наклоненный к северо-западу под углом 50–60°. Он, по-видимому, входит в систему нарушений Вискитунской шовной зоны. От р. Кенгевеем и вплоть до р. Тальнавеем юго-восточным ограничением Теланской структуры являются выходы гранитоидов Восточно-Тайгоносского plutона.

Холоховчанская грабен-синклиналь расположена в бассейне р. Пенжиньи непосредственно северо-западнее Ичигемского магматогенного поднятия. Ее протяженность достигает 130–140 км, а ширина – 20–30 км. На северо-западе Холоховчанская грабен-синклиналь ограничена разрывными нарушениями, составляющими юго-западное окончание Анадырского глубинного разлома, а на юго-востоке она довольно плавно сопряжена с Ичигемским поднятием. В бассейне р. Мургаль и в верховье р. Холоховчан (соответственно на северо-востоке и юго-западе) грабен-синклиналь "обрезана" разломами северо-западного и субмеридионального простирания.

В верховье р. Холоховчан, в зонах разломов северо-западного и юго-западного простирания, на поверхность выведены блоки сложно дислоцированных пермских терригенных пород. По-видимому, здесь могут быть встречены выходы и других доальбских, вулканогенных и вулканогено-осадочных образований.

В относительно хорошо изученной юго-западной части Холоховчанской грабен-синклинали различаются три блока: северо-западный, центральный и юго-восточный. Первый и последний образуют крылья структуры, сложенные преимущественно позднеальбскими вулканитами. В общем они представляют собой моноклинали, наклоненные под углом 20–30°, иногда усложненные пологими бахиформными синклинальными складками. В центральном блоке распространены сеноманские вулканиты, кубавеемской и кургучанской толщи. На правобережье нижнего течения р. Холоховчан кубавеемская толща слагает асимметричную синклиналь шириной 10–15 км с более крутым (15–20°) юго-восточным и более пологим (5–10°) северо-западным крылом. В ее пределах, на юго-восточном крыле, находится ранее охарактеризованная Сергеевская купольная структура (см. рис. 38).

Самые молодые вулканические накопления Холоховчанской грабен-синклинали – базальты кургучанской толщи – распространены преимущественно в ее северо-восточной части, на правобережье р. Пенжиньи. По отношению к более древним образованиям структуры кургучанской толщи имеют как унаследованный, так, вероятно, и наложенный характер. В частности, Кургучанский приразломный прогиб (см. рис. 38) является непосредственным северо-восточным продолжением синклинали центрального блока, сложенной кубавеемской толщей. А в расположенной к северо-западу грабенообразной структуре кургучанская толща наложена, по-видимому, на позднеальбские образования северо-западного крыла Холоховчанской грабен-синклинали.

Крупная, до 200 км протяженностью, асимметричная структура грабен-синклинального типа намечается между верховьем р. Балаганчик на юго-западе и р. Кавралинской на северо-востоке. Возможно, ее осевой зоной является Анадырский глубинный разлом. Однако строение вулканогенных комплексов, более древних, чем ранее охарактеризованные структуры чуваинской толщи (см. рис. 36, 38), изучено здесь крайне слабо.

Хотя унаследованная подзона пока продолжает оставаться наименее исследованной частью Охотско-Чукотского пояса, очевидно, что изометричные отрицательные структуры для нее не характерны. Типичные их проявления связаны с заключительным сеноманским этапом вулканизма. Широкое распространение

они получили лишь в Центрально-Чукотском секторе, а уже в Анадырском играют подчиненную роль в сравнении со структурами линейного типа.

В альбский этап развития унаследованной подзоны, несомненно, формировались преимущественно линейные отрицательные вулкано-тектонические структуры. Однако имеющиеся в настоящее время материалы позволяют предполагать, что нередко в их пределах на тех или иных этапах вулканизма возникали также и изометрические отрицательные вулканоструктуры. Последние, вероятно, были эфемерными образованиями, поскольку еще в процессе своего развития подвергались значительной тектонической переработке. Фрагменты одной из таких структур установлены на правобережье р. Большой Чалбугчан (см.рис.8, 13), юго-восточнее Ичигемского поднятия (Белый, Милов, 1973). Менее четкие элементы крупной изометрической отрицательной структуры наблюдались мною в образованиях пьягинской серии на междуречье Накхатанджи и Ямы.

Теоретические аспекты структурной палеовулканологии

Из описания многообразных, неоднородных структур вулканических полей Охотско-Чукотского пояса следует, что форма структур, будучи основным классификационным признаком, несомненно, является также одним из главных источников информации об условиях их развития и генезисе.

Очевидно, что на данном этапе палеовулканологических исследований первостепенное значение имеет анализ образования простых структурных форм вулканического происхождения, результаты которого должны составить основу для изучения более сложных вулкано-тектонических структур. В то же время, как уже отмечалось, далеко не все вулкано-тектонические структуры могут рассматриваться как простое "суммирование" различных вулканоструктур. Так, например, объяснить развитие магматогенных поднятий и отрицательных вулкано-тектонических структур унаследованной подзоны невозможно без анализа общей тектонической обстановки и кинематики различных по своей природе магматических процессов. Безусловно, вопросы генезиса этих структур требуют комплексного использования данных палеовулканологии, тектоники и петрологии.

В настоящей главе представляется целесообразным ограничиться сравнительным анализом строения и происхождения изометричных отрицательных вулканоструктур, поскольку они являются преобладающими формами в пределах Охотско-Чукотского пояса. При этом следует иметь в виду, что если механизм образования положительных изометричных, т.е. купольных, структур описан очень подробно с привлечением специальных расчетов и данных экспериментальных исследований (Anderson, 1937; Лучицкий, 1971, т. 2), то проблема формирования изометричных отрицательных структур вулканического происхождения остается одной из наиболее сложных и недостаточно изученных.

АНАЛОГИ ИЗУЧЕННЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР В НЕКОТОРЫХ ОБЛАСТЯХ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

Широкое, а во многих районах преимущественное развитие изометричных отрицательных вулканоструктур оседания является существенным отличием Охотско-Чукотского пояса от большинства современных и четвертичных вулканических зон западной части Тихоокеанского кольца. Помимо отмеченных ранее структур плато Таупо-Роторуа в Новой Зеландии, аналогами рассмотренных вулканоструктур оседания, сложенных пирокластическими накоплениями кислого и умеренно кислого состава, по-видимому, являются депрессии Айра и Ата в Японии (Aramaki, Uji, 1966). Большое сходство намечается между Пыкаравамской депрессией в южной части Пегтумельского прогиба и депрессией Тоба на Суматре, возникшей в результате извержения около 2000 км³ дацитолипаритовых туфов, при котором "была выброшена и верхняя часть неглубоко залегающей батолитовой интрузии гранитного состава" (Van Bemmelen, 1957, стр. 213).

Вулканоструктуры оседания, связанные с новейшими проявлениями андезитового вулканизма, пока не описаны. Однако не исключено, что подобного рода структура формируется в настоящее время под Авачинским вулканом (Штейнберг и др., 1966; Дмитриев, 1970).

Рассмотренные меловые кальдеры Охотско-Чукотского пояса и их аналоги в плиоценовых вулканических полях Невады существенно отличаются от кальдер типа Кракатау (таких, как Узон, Крашенинникова и Опала на Камчатке – по Зубину и др., 1971) и типа Вэллис (Smith e.a., 1961) тем, что обрушение их синхронно и полностью (а иногда и с избытком) компенсировалось накоплениями пирокластического кислого материала, экструзиями лав и субвулканическими интрузиями. Как известно, формирование камчатских кальдер и кальдеры Вэллис являлось заключительным актом развития длительного и мощного андезитового вулканизма. Крупнейшие же кальдеры Охотско-Чукотского пояса, как и охарактеризованные ранее кальдеры Невады, образовались в условиях, когда кислый вулканизм имел значение самостоятельного геологического явления (Белый и др., 1972, 1974). Этим, по-видимому, и определяется основное различие отмеченных выше групп кальдер.

Кальдерам Охотско-Чукотского пояса нередко сопутствуют внекальдерные депрессии, в которых находится значительная часть игнимбритов и туфов, образовавшихся в процессе обрушения кальдер. Целесообразность выделения внекальдерных депрессий в особый тип структур не вызывает сомнений. По-видимому, аналогичные структуры, а не "случайные" поля аккумуляции пирокластического материала, слагают и игнимбриты, связанные с формированием четвертичных кальдер Камчатки.

В противоположность вулканоструктурам оседания и кальдерным структурам внекальдерные, а также прикупольные депрессии находятся за пределами "источника" извержений, т.е. являются своеобразными структурами вулканического происхождения. В этом отношении они родственны структурам типа "конка-Пиломасин" (Van Беммелен, 1957).

ПРОСТЫЕ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ И ПЕРИФЕРИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ

Вулканоструктуры оседания формировались в связи с извержением пирокластического материала кислого и умеренно кислого состава, а также андезитов и базальтов. При этом различаются структуры, сложенные вулканическими накоплениями близкого или одинакового состава, и структуры, в строении которых участвуют накопления, резко отличающиеся по составу. Можно полагать, что формирование первых структур было кратковременным, а вторых – более длительным.

Особенности строения вулканоструктур оседания свидетельствуют о достаточно плавном прогибании их основания, синхронном с извержениями вулканического материала. Первая схема образования таких вулканоструктур была предложена на основании результатов геологической съемки вулканических полей Центрально-Чукотского сектора вулканогенного пояса (Белый, 1958).

Некоторые сведения о механизме формирования вулканоструктур оседания дают наблюдения над строением неогеновых базальтовых потоков Колумбийского плато Северной Америки (McKee, Stradling, 1970). Здесь на поверхности мощных (до 50–70 м) базальтовых потоков площадью в несколько десятков и сотен квадратных километров наблюдались многочисленные дуговые желобообразные понижения. Нередко сочетание таких элементов микрорельефа приводит к образованию замкнутых, изометричных в плане депрессий (от 50–100 до 200–250 м в поперечнике). Некоторые из них заполнены базальтовой лавой, изливавшейся из нижней, незастывшей части потока на его поверхность через трещины в верхнем застывшем горизонте (рис. 46). Излияние лавы на поверхность и оседание уже застывших вверху базальтов были взаимообусловленными явлениями. Возникшие таким образом особые геологические тела –

"вторичные" структуры оседания - были названы "прогибами при излияниях" ("sag flowout", McKee and Stradling, 1970).

Объяснение происхождения вулканоструктур оседания базируется на следующих допущениях: во-первых, непосредственно под ними существовали периферические (приповерхностные) магматические очаги, соизмеримые по площади с наблюдаемыми вулканоструктурами; во-вторых, жерла - "источники" вулканического материала - располагались в пределах самих вулканоструктур; в-третьих, кровля периферических магматических очагов была достаточно пластичной (возможно, вследствие прогрева) и поэтому прогибалась непосредственно вслед за извержениями. Признавая эти допущения, необходимо коснуться проблемы возможной глубины залегания периферического магматического очага и его объема. Однако, учитывая первое допущение, можно считать, что задача определения объема очага сводится в общем к оценке его возможной "мощности" ("толщины").

В периферических магматических очагах кислой, т.е. гранитоидной магмы в период, который непосредственно предшествовал извержению больших объемов пирокластического материала (игнимбритов), давление флюида в магме, вероятно, было равным или несколько превышало общее литостатическое давление на очаг. Поэтому ориентировочные оценки термодинамических условий формирования и кристаллизации кислых расплавов (прежде всего давление водяного пара) можно использовать в качестве показателей глубин верхней кромки магматических очагов.

Ш. Арамаки (Aramaki, 1969) показал, что перед началом извержений в очаге липарито-дацитовой магмы кальдеры Айра давление водяного пара соответствовало 1700-1900 кг/см², а температура достигала 770-780°. Таким образом, ориентированно глубина кровли магматического очага может быть определена равной 6-7 км. Анализ имеющихся данных об условиях развития кислого вулканизма в Охотско-Чукотском поясе (Белый и др., 1972) позволяет полагать, что глубина очагов кислой магмы в большинстве случаев скорее всего не превышала 3,5-4,5 км, хотя иногда, возможно, поднималась до 2,0-2,5 км. На территории Пегтымельского прогиба (внешняя зона Центрально-Чукотского сектора) очаги генерации кислой магмы, по-видимому, имели глубину 7-7,5 км. Такая же величина принимается для некоторых игнимбритовых полей в Ульинском прогибе и во внешней зоне Охотского и Анадырского секторов.

На данной стадии петрологической изученности вулканических пород кислого и умеренно кислого состава нет оснований предполагать, что под вулканоструктурами оседания и кальдерами Охотско-Чукотского пояса периферические магматические очаги имели существенно разную глубину. Вероятно, образование того или иного типа структур определялось в основном степенью взрывной способности магмы и механическими свойствами ("жесткостью") кровли очага. Возможно, кальдеры возникали только над наиболее высоко "поднятыми" частями периферических очагов. Действительные же площади очагов, по-видимому, были большими, свидетельством чего могут служить внекальдерные депрессии.

В связи с затронутыми вопросами несомненный интерес представляют материалы Э.Н. Эрлиха и И.В. Мелекесцева (1973а) об особенностях развития четвертичного кислого вулканизма Камчатки. По их представлениям, магматические очаги Камчатских кальдер располагались на глубинах от 10-14 до 20-25 км, формирование расплавов происходило в высокотемпературных условиях (1200-1300°), а "обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц, кислый плагиоклаз, гиперстен, авгит, акцессорные альмандин и фаялит) крайне близка к обычному комплексу минералов чарнокитов" (Эрлик, Мелекесцев, 1973а, с. 34). Вероятно, отмеченные проявления кислого вулканизма на Камчатке связаны с процессами новейшего ультратрансформизма ранней стадии формирования "гранитного" слоя земной коры. Различия кальдер Охотско-Чукотского пояса и Камчатки отражают прежде всего существенно разные условия возникновения и эволюции очагов кислых магм. Причину этому, по-видимому,

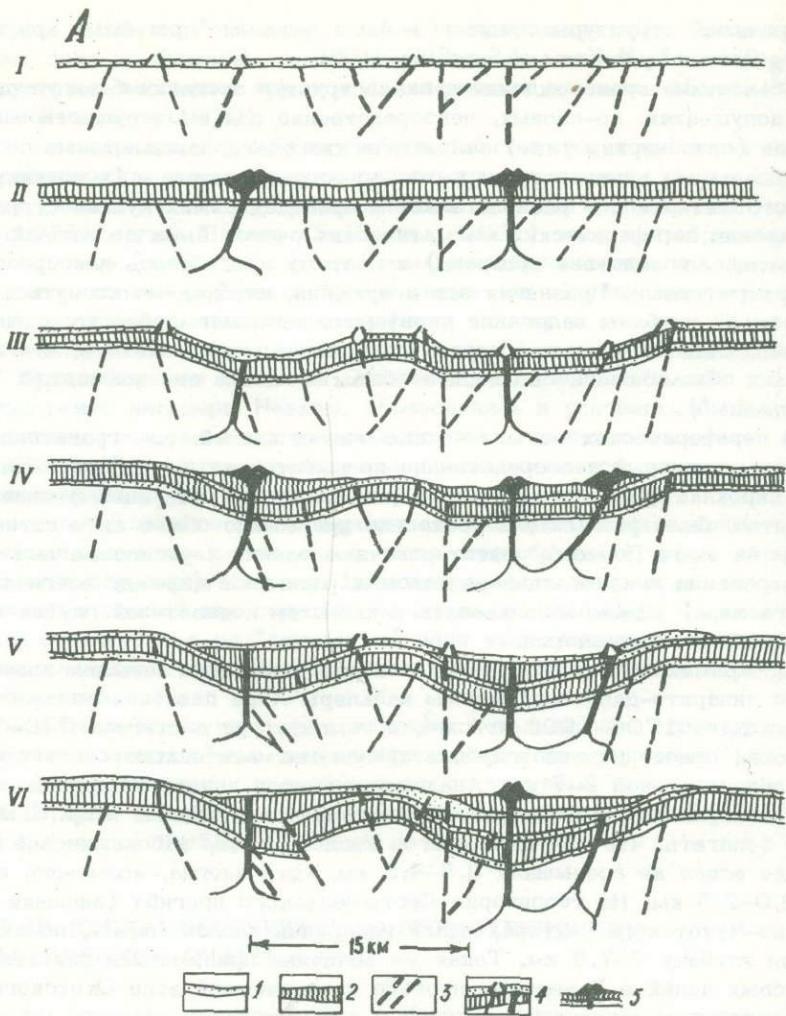
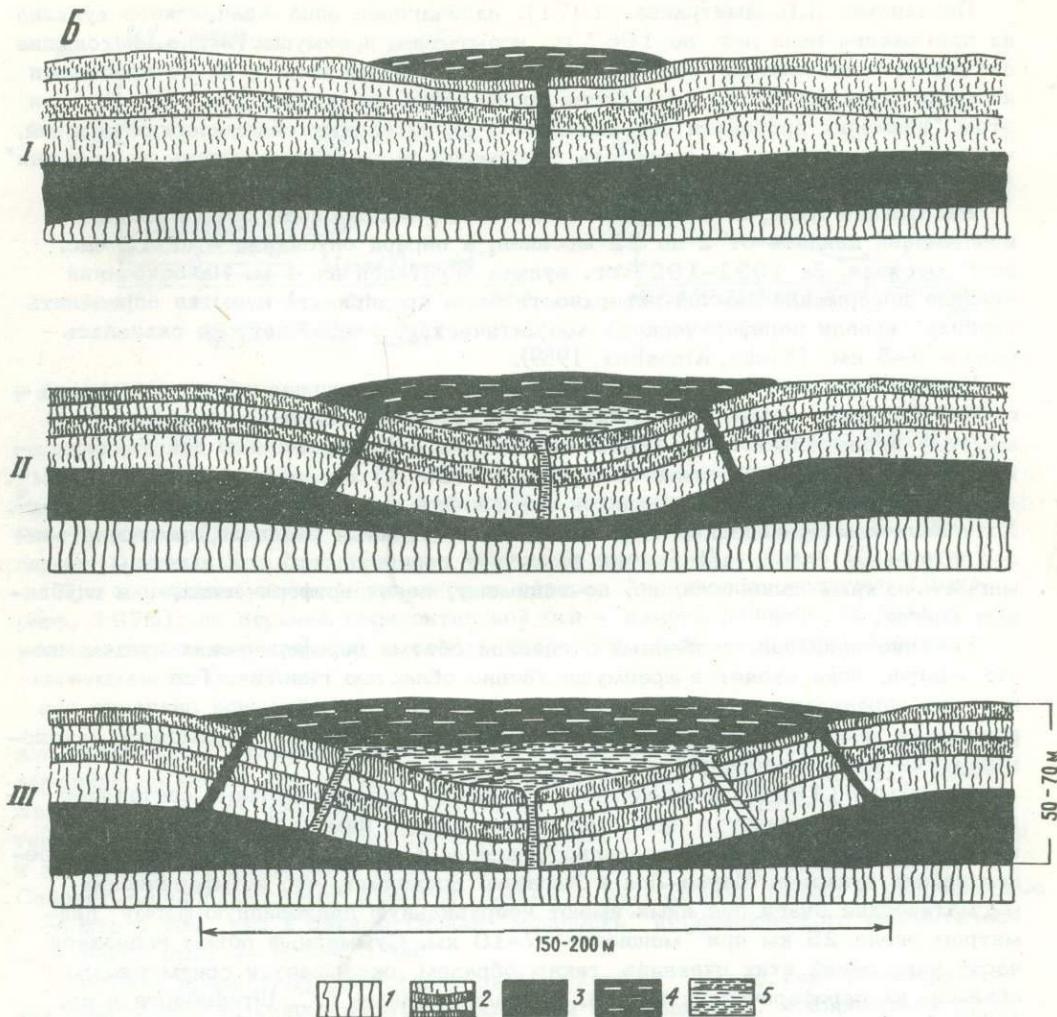


Рис. 46. Схема формирования вулканоструктур оседания (А) и "прогибов при излияниях" (Б)

А – вулканоструктура оседания (по В.Ф. Белому, 1958); горизонты: 1 – пирокластических отложений и 2 – лавовых потоков; 3 – разломы; 4 – периоды взрывов; 5 – периоды излияний; I–VI – схематические разрезы стадий формирования.

следует искать в отличиях геотектонических условий развития сравниваемых объектов, а следовательно, и в различных масштабах проявлений кислого вулканизма.

Глубина кровли периферических магматических очагов под вулканоструктурами оседания, сложенными андезито-базальтами, андезитами и базальтами, по всей вероятности, также не превышала 5 км, поскольку эти магмы обладают значительно меньшей взрывной способностью, чем кислые. В этой связи полезно напомнить некоторые результаты комплексных геофизических исследований в областях современного вулканизма. Под Авачинским андезито-базальтовым вулканом периферический очаг устанавливается на глубине всего 1,5 км ниже уровня моря (Штейнберг и др., 1966), а крупные (до 25 км в поперечнике) периферические очаги щитовых базальтовых вулканов Мауна-Лоа и Килауэа на о. Гавайи расположены на глубинах примерно 5 км от дневной поверхности, т. е. почти на уровне океана, ибо высота Мауна-Лоа равна 4170 м



Б - "прогиб при излияниях" (McKee, Stradling, 1970); 1 - основание потока; 2 - верхние застывшие горизонты потока; 3 - жидкая лава потока; 4 - изливающаяся лава; 5 - застывшая лава вторичной структуры ("прогиба при излияниях") на поверхности лавового потока; I-III - схематические разрезы стадий формирования "прогиба при излияниях"

(Macdonald, 1961). По данным магнитометрических исследований, в кратере действующего андезитового вулкана Безымянного на Камчатке (Мархинин и др., 1962) кровля периферического вулканического очага находилась на глубине 0,6-1 км от дневной поверхности. Периферическая очаговая зона предполагается и в основании Ключевского вулкана непосредственно над складчатым геосинклинальным комплексом (Утнасин и др., 1974).

В работах М.В. Гзовского и А.А. Никонова приводится обзор материалов о современных движениях в вулканических районах с количественной оценкой вертикальных перемещений по данным повторного нивелирования (Гзовский, Никонов, 1968; Никонов, 1974). Показано (рис. 47, А), что "для вулканических районов характерна крайне высокая сравнительно с другими областями активность современных движений и резкая неравномерность их во времени и пространстве" (Никонов, 1974, стр. 62). Деформации происходят циклически и весьма кратковременно.

По данным Л.Б. Дмитриева (1971), надочаговая зона Авачинского вулкана на протяжении ряда лет, до 1967 г., испытывала преимущественно нисходящие движения; в течение же 1967-1968 гг. она поднималась, а за ее пределами на расстоянии до 24 км от кратера происходило опускание (рис. 47, Б); при этом "движения протекали без каких-либо значительных сейсмических явлений, что может указывать на плотность деформаций и их равномерность во времени" (Дмитриев, 1970, стр. 15).

На вулкане Килауэа в течение 1960-1967 гг. периоды относительных воздыманий длились от 2 до 22 месяцев, а период опусканий - от 12 час. до 6 месяцев. За 1921-1927 гг. вулкан опустился на 4 м. На основании анализа деформаций земной поверхности была предпринята попытка определить глубину кровли периферического магматического очага, которая оказалась равной 2-3 км (Fiske, Kinoshita, 1969).

Кроме того, на Гавайских островах установлена крупная область оседаний - около 400 км в поперечнике (Moore, 1969). Максимальные опускания (4,8 мм/год) наблюдались на о. Гавайи, где находятся современные действующие вулканы. Ежегодное оседание (начиная с 1820 г.) составляет здесь 0,27 км³, а среднегодовой объем излившихся лав за этот же отрезок времени - 0,05 км³. Хотя величины приведенных цифр имеют существенные различия, пространственное положение района деформаций позволяет полагать, что они вызваны также магматическими явлениями, но, по-видимому, не в периферических, а в глубинных очагах.

Решение вопросов, связанных с оценкой объема периферических вулканических очагов, пока является преимущественно областью гипотез. Тем не менее попытки определения вероятного размера очагов имеют большое значение для понимания многих сторон связи вулканизма и тектогенеза и, возможно, закономерностей рудообразования.

А. Ритман (1964) предполагает, что объем зрелого вулкана составляет максимум одну четвертую часть находящегося под ним периферического магматического очага. Г.А. Макдональд (Macdonald, 1961), судя по схеме строения района вулканов Мауна-Лоа и Килауэа, допускает, что периферические магматические очаги под ними имеют неправильную линзовидную форму диаметром около 25 км при "мощности" 7-10 км. Суммарный объем надводной части накоплений этих вулканов, таким образом, оказывается соизмеримым с объемом их периферических очагов. Согласно данным Г.С. Штейнберга и др. (1966), периферический магматический очаг Авачинского вулкана, в случае плотности расплава 2,85 г/см³, представляет собой эллипсоид диаметром около 10 км и высотой до 6 км; объем этого тела примерно 300 км³. Объем же самого вулкана, исчисляемый от уровня моря, составляет 140-150 км³.

Необходимо подчеркнуть, что в процессе известных извержений этих и подобных им вулканов количество поступавшего на дневную поверхность твердого ювенильного материала было ничтожно малым не только в сравнении с приведенными объемами периферических очагов, но и в сравнении с величиной кальдерных обрушений, сопровождавших извержения. Так, на вулкане Килауэа в 1823 г. излияние 0,014 км³ лавы сопровождалось обрушением кальдеры величиной 0,54 км³ (Macdonald, 1961). На Галапагосских островах в 1968 г. одновременно с извержением 0,2 км³ базальтов и их туфов произошло обрушение пород, слагающих дно кальдеры, объем которых оценивается в 1-2 км³ (Simkin, 1970).

Учитывая изложенное выше, можно предполагать, что и под изометрическими отрицательными вулканоструктурами Охотско-Чукотского пояса, сложенными андезито-базальтами и андезитами, а также базальтами, периферические магматические очаги имели "мощность" не менее 6-10 км.

Оценивая объем периферического магматического очага, из которого произошло единичное катастрофическое (но далеко не самое крупное, до 10-20 км³) извержение кислого пирокластического материала, конечно, нельзя допускать, что соотношения объемов самого магматического очага, изверженного вещества и величины обрушения были такими же, как в охарактеризованных андезитовых

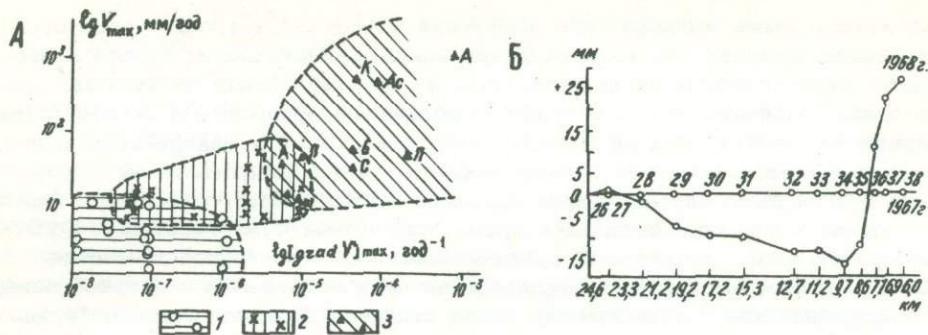


Рис. 47. Вертикальные движения в современных вулканических областях

А – график сочетания наибольших величин скорости V_{\max} (мм/год) и ее градиента $\text{grad } V$ современных вертикальных движений (Никонов, 1974): 1 – платформенные области; 2 – геосинклинальные и активизированные области (без вулканических активных районов); 3 – вулканически активные районы: П – Пощуоли (Италия); С – Сукурадзима, Ас – Ассама (Япония); К – Килауэа (Гавайи); Б – Белый остров (Новая Зеландия); А – Авача (Камчатка).

Б – изменение отметок нивелирных реперов Авачинского полигона (Дмитриев, 1970): на верхней горизонтальной оси – номера реперов; на нижней – расстояние соответствующих реперов нивелирного хода до кратера Авачинского вулкана (в плане)

или базальтовых вулканах. Очевидно и то, что подобные (и более крупные) извержения не могут приводить к полному опустошению камер, к полному извержению расплава из периферического очага на дневную поверхность. Этому противоречат, прежде всего, геологические данные о строении кальдерных структур и внекальдерных депрессий. Поскольку общая величина обрушения кальдеры Сейлент-Каньон достигает 2800 м (Orkild e.a., 1968), можно с уверенностью говорить о том, что в данном случае "мощность" периферического магматического очага была не менее 3 км.

Наиболее правильные представления о вероятных "мощностях" периферических очагов под вулканоструктурами оседания и кальдерами, заполненными вулканитами кислого и умеренно кислого состава, могут дать, возможно, материалы геологических и геофизических исследований батолитов. Интересны результаты комплексного петрологического, сейсмического и гравиметрического изучения батолитов Сьерра-Невада, Боулдер и Айдахо в Кордильерах Северной Америки (Hamilton, Myers, 1967), свидетельствующие, что "мощность" этих батолитов составляет 5–7 км, а глубина залегания их кровли не превышала 4–7 км. Батолиты Боулдер и Айдахо имеют останцы кровли, сложенной дациами и их туфами, петрографически родственными гранодиоритам, слагающим главную часть массивов. Из этого сделан вывод, что кристаллизация plutонов происходила непосредственно под покровом вулканитов, извергающихся из камер, занятых батолитами. Ю.В. Вашилов (1963), анализируя аномальные геофизические поля южной части Яно-Колымской системы и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, пришел к заключению, что гранитные батолиты этого региона имеют горизонтальные размеры больше вертикальных и в поперечном сечении представляют собой линзовидные тела, "мощность" которых не превышает 7–8 км. Такой же порядок "мощности" приводится и для палеозойских гранитоидных массивов Центрального Казахстана (Беляев и др., 1972; Тихомиров, 1975).

Таким образом, можно полагать, что под вулканоструктурами Охотско-Чукотского пояса, сложенными вулканитами кислого и умеренно кислого состава, имелись периферические магматические очаги гранитоидной магмы, "мощность" которых была соизмерима с "мощностью" периферических очагов средней и основной магм и достигала 4–8 км.

Изложенные выше эмпирические обобщения позволяют затронуть некоторые теоретические аспекты проблемы периферических магматических очагов и изометрических отрицательных вулканоструктур, но предварительно необходимо оговорить одно, принимаемое без обсуждений положение, касающееся пространства периферических очагов. Исходя из того, что базальтовые и андезитовые расплавы генерировались в мантии, можно полагать, что формирование их периферических очагов было закономерным эпизодом магматического процесса, физическая модель которого в последнее время предложена С.А. Федотовым (1976) на примере изучения современной вулканической зоны Восточной Камчатки. Для базальтовых и андезитовых расплавов на пути их подъема к дневной поверхности периферические магматические очаги являлись промежуточными, "транзитными" камерами. Относительно же гранитоидных магм, генерация которых, вероятно, происходила в основном в земной коре, то, по-видимому, "выработка" камеры периферического очага имела место в процессе магмообразования.

В настоящее время большинство исследователей разделяет представление о том, что зоны глубинных разломов определяли пути подъема мантийных магматических расплавов и "ингрателлурических потоков" (Кузнецов, Изюх, 1969) – главных агентов формирования гранитоидных магм в земной коре.

Глубинные разломы являются теми структурами, которые в целом определяли общий характер размещения крупных вулканических полей, форму и размеры вулкано-тектонических структур. Однако с того момента, когда в земной коре возникла периферический магматический очаг изометричной в плане формы (причины и механизм этого процесса не обсуждаются из-за отсутствия достаточных данных), влияние глубинных разломов на форму и условия развития обращющейся поверхности вулканической структуры становилось тем меньшим, чем оказывались большими площадь и "мощность" периферического очага, ибо последний как бы "гасил" глубинные тектонические движения, преобразуя их соответственно собственной форме. Размещение и пространственная ориентировка разломов над периферическим магматическим очагом определялись прежде всего его формой и динамикой развития. Вероятно, после прекращения вулканизма и кристаллизации расплава в очаге долгоживущие глубинные разломы вновь получали непосредственную связь с верхними горизонтами земной коры, но по отношению к образовавшимся изометричным вулканоструктурам они вели себя как наложенные, нередко резко секущие нарушения. Такие соотношения вулканоструктур и глубинных разломов, вероятно, имеют общий характер, но особенно отчетливо они проявились в пределах внешней зоны Охотского сектора и во фланговых зонах вулканогенного пояса. По-видимому, именно эта особенность соотношений поверхностных и глубинных структур была принята как аргументация интересного и важного для своего времени вывода о том, что глубинные разломы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в подавляющем большинстве не проникали глубже сиалической оболочки (Матвеенко, Шаталов, 1958; Матвеенко, 1960).

В развитие изложенных эмпирических обобщений далее необходимо признать, что формирование периферических магматических очагов и изометрических отрицательных вулканоструктур (когда последние являются определяющими структурными формами вулканической деятельности) могло иметь место лишь в районах с достаточно мощной земной корой и относительно ослабленными тектоническими движениями при полном отсутствии или крайне незначительной роли горизонтального сжатия.

Вероятно, строение и вещественный состав земной коры под внешней и фланговыми зонами Охотско-Чукотского пояса существенно отличаются от коры смежных районов мезозоид, где вулканизм не проявлялся. При этом имеется в виду специфичность комплексов геологических тел, участвующих в строении земной коры, а не ее общие физические (точнее, геофизические) особенности. Ответственными за это прежде всего надо считать магматические тела – зас্তывшие периферические очаги. Несомненно, их следует каким-то образом учитывать в геологических моделях при интерпретации геофизических данных, которые могут дать убедительное решение развивающейся рабочей гипотезы.

О СООТНОШЕНИИ ГЛАВНЫХ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ИЗОМЕТРИЧНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР

Среди изометричных отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса достаточно четко различаются три главных морфогенетических типа:

- 1) вулканоструктуры оседания; 2) кальдерные комплексы; 3) кольцевые интрузивно-эфузивные структуры.

Условия формирования вулканоструктур оседания, кальдерных структур и внекальдерных депрессий, а также общие вопросы их связи с периферическими вулканическими очагами рассматривались ранее. Кольцевые магматические комплексы, в отличие от этих образований, являются полигенными структурами длительного развития. Сочетание в них различных простых (элементарных) структур вулканического происхождения, сложенных разными по составу вулканитами, дает основание предполагать, что эволюция периферических магматических очагов в этих случаях также была сложной и многообразной. На примере относительно простой Нявленгинской и более сложной Арманской структур схема развития кольцевой интрузивно-эфузивной структуры представляется следующим образом:

1) формирование крупной вулканоструктуры оседания, связанное с извержениями андезито-базальтов, андезитов и базальтов; заложение дуговых разломов по ее периферии;

2) образование одной или нескольких наложенных изометричных отрицательных вулканоструктур, связанных с извержениями кислого пирокластического материала из источников, расположенных как в пределах дуговых разломов, так и внутри депрессии; внедрение субвулканических тел и образование липаритовых экструзий в периферических частях вулканоструктур и вдоль секущих их разломов;

3) становление интрузий внешней кольцевой зоны, которое можно рассматривать как выдавливание потерявшей взрывную способность гранитоидной магмы из периферических очагов в толщу вулканических накоплений.

Нередко внутри крупных структур, как, например, в Арманской, одновременно с внедрением гранитоидов внешней кольцевой зоны или несколько позднее образуются относительно мелкие вулканоструктуры оседания, сложенные характерной серией пород: двупироксеновые андезито-базальты – липариты – оливин-содержащие базальты.

Пример Арманской вулканоструктуры позволяет высказать некоторые соображения о возможном развитии периферических магматических очагов в процессе формирования кольцевой интрузивно-эфузивной структуры. Можно полагать, что ранняя стадия формирования этой структуры (накопление вулканических продуктов нараулийской свиты) была связана с образованием и деятельностью единого крупного периферического очага андезито-базальтовой магмы.

Разогрев вмещающих пород, отделение флюидов и, по-видимому, обособление какой-то части кислых дифференциатов из очага андезитовой магмы привело к плавлению коры и обособлению нескольких более мелких периферических очагов гранитоидной магмы. К этому времени активность очага андезито-базальтовой магмы заметно ослабевает, возможно, вследствие потерь энергии в процессе извержений начальной стадии развития структуры (вулканиты нараулийской свиты) и начавшегося образования гранитоидной магмы. Наиболее значительные "источники" туфов и игнимбритов хольчанской свиты, по-видимому, находились в северо-западном секторе структуры, скорее всего в пределах внешней кольцевой зоны. В северо-восточном секторе Арманской структуры также обособился очаг кислой магмы, который, однако, эволюционировал более длительное время. С его деятельностью связано образование Аганской структуры и купола Сфинкс. И.М. Сперанская показала, что разрез игнимбритов Аганской структуры и особенности ее строения отражают разные стадии кристаллизации гранитоидного расплава и форм проявления связанного с ним вулканизма (Сперанская, Печерский, 1964).

В центральной и северо-западной частях Арманской вулканоструктуры, вероятно, продолжали сохраняться сравнительно небольшие очаги магмы андезито-

базальтового состава. С деятельностью их было связано формирование Хатачанской и Загорской вулканоструктур оседания, начавшееся вслед за извержениями туфов и игнимбритов хольчансской свиты. Характер разреза Хатачанской структуры позволяет предполагать, что после излияния двупироксеновых ("сухих") андезито-базальтов ульинской свиты наступил период покоя и дифференциации расплава в очаге. Возможно, процессы обрушения, связанные с формированием Арманской структуры, способствовали вскрытию периферического очага Хатачанской вулканоструктуры, что повлекло за собой извержения туфов липаритового и трахилипаритового состава, а затем — излияния базальтов и андезито-базальтов, относящихся к мытдыкитской свите. И те и другие, скорее всего, являются продуктами дифференциации андезито-базальтовой магмы в периферическом очаге.

Термальная "жизнь" периферического очага Арманской вулканоструктуры продолжалась, надо полагать, длительное время после прекращения вулканических извержений. Это выражалось в проявлении интенсивной низкотемпературной и среднетемпературной политизации как в вулканических, так и в плутонических породах внешней зоны.

Как следует из изложенного, в составе кольцевых магматических комплексов на разных этапах их развития формировались отрицательные структуры, аналогичные элементарным вулканоструктурам оседания. Не исключено, что в дальнейшем внутри них будут обнаружены и структуры типа кальдерных. Однако являются ли эти три главных типа вулканоструктур звенями единого эволюционного ряда структур, или же они представляют собой образования, морфологически и генетически вполне самостоятельные, решить однозначно пока нельзя. Представляется более вероятным второе. Так, хотя и удается иногда наметить переходные формы, некоторое сходство в механизме образования структур или отдельных их элементов, однако морфологическая и генетическая индивидуальность каждого типа проявляется не только в устойчивости общего комплекса признаков, но и в том, что структуры, обладающие переходными признаками, вообще крайне малочисленны. К структурам, обладающим чертами строения, промежуточными между типичными кальдерами и вулканоструктурами оседания, вероятно, относится Уенминская кальдера в бассейне р. Ульи (Ярмоплок, 1973). Вторым примером структуры с политипическими признаками строения является Пеледонская. В ней обнаруживаются признаки, по которым она может рассматриваться либо как "не удавшаяся" кальдера, либо как разновидность кольцевой интрузивно-эффузивной структуры. Может быть, при значительно большем объеме извержений кислого пирокластического материала на ее месте образовалась бы типичная кальдера. Формированию же настоящего кольцевого магматического комплекса здесь, по-видимому, "препятствовали" специфика более раннего андезитового вулканизма (чрезвычайно широкие, по существу ареальные излияния андезито-базальтов и андезитов) и слишком кратковременное извержение (и развитие очага) кислой магмы.

Более узкий аспект этой же проблемы касается соотношения кольцевых интрузивно-эффузивных структур, во внешних зонах которых обнажаются либо преимущественно гранитоиды, либо субвулканические тела кислого состава. Их нередко пытаются рассматривать в качестве однотипных структур, находящихся на разных уровнях эрозионного среза. Однако Арманская структура, где преобладают гранитоиды, имеет более полный и мощный разрез, чем Туручинская структура, которая оконтуривается главным образом по выходам трещинных субвулканических интрузий кислого состава. Следовательно, это вполне самостоятельные разновидности родственных структур, образование которых обусловлено, скорее всего, различиями термодинамических условий в очагах гранитоидных магм.

В заключение необходимо подчеркнуть, что во внешней и фланговых зонах Охотско-Чукотского пояса в связи с андезитовым вулканизмом — в широком значении термина — формировались только вулканоструктуры оседания (другие типы изометрических отрицательных структур пока не известны). С деятельностью же периферических очагов кислых магм связано образование всех известных в вулканическом поясе типов изометрических отрицательных вулканоструктур.

Заключение

По общей направленности настоящая работа может быть отнесена к числу палеовулканических исследований, получивших в последнее время широкое распространение как в нашей стране, так и за рубежом.

Особенность палеовулканологии состоит в том, что основными объектами ее исследований являются ископаемые геологические тела вулканического происхождения, а именно их вещественный состав, первичные и вторичные формы, вертикальные и латеральные соотношения, а также типы образуемых ими ассоциаций.

Особое место в палеовулканологии занимает, как известно, проблема времени формирования вулканогенных толщ и их возрастной корреляции. Успешное решение этих задач, как показал опыт изучения Охотско-Чукотского пояса, возможно путем последовательного применения классических методов стратиграфических исследований с учетом особенностей строения и формирования естественных геологических тел вулканического происхождения, а также их парагенезисов с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. В наших условиях эффективность биостратиграфического метода в значительной мере объясняется спецификой исторического этапа развития и пространственного положения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В конце раннего и начале позднего мела, как известно, происходила смена мезофитных флор кайнофитными. Исследованиями В.А. Самылиной (1973, 1974а,б) установлено, что на Северо-Востоке Азии наиболее важные изменения в составе растительного мира происходили в альбское и сеноманское время. На этот промежуток времени приходится формирование пяти стратофлор: 1) буор-кемюсской (ранний и средний альб), 2) топтанской (поздний альб), 3) арманской (поздний альб), 4) аркагалинской (первая половина сеномана), 5) гребенкинской (вторая половина сеномана и нижний турон). Буор-кемюсская и аркагалинская стратофлоры четко устанавливаются на всей территории Северо-Востока Азии, тогда как топтанская и арманская, по-видимому, не распространялись севернее 66° с.ш. На Чукотке в позднем альбе получил развитие своеобразный чаунский флористический комплекс. Его возрастные соотношения с топтанской и арманской стратофлорами еще не выяснены. Представления палеофитологов и геологов о систематическом составе данного флористического комплекса пока различны, однако все согласны с тем, что он древнее аркагалинской и моложе буор-кемюсской стратофлор.

При достаточно полных сборах растительных остатков в рассматриваемом регионе возрастное расчленение континентальных отложений конца нижнего и начала верхнего мела (по флоре) в принципе оказалось возможным с не меньшей детальностью, чем морских отложений (по фауне). Вряд ли необходимо доказывать, что эта детальность намного превосходит точность радиологических датировок изверженных пород. Детальность же местного стратиграфического расчленения вулканических накоплений почти везде выше той, которая может быть установлена по флористическим остаткам. Поэтому в ряде случаев корреляция разрезов и возраста отдельных стратиграфических подразделений осуществлялась с привлечением данных о петрографических и структурных особенностях

вулканических накоплений, причем учитывался фактор скоротечности процессов вулканизма в пределах крупных регионов, единых в структурном отношении (Эрлих, Мелекесцов, 1973б; Smith, Bailey, 1969). В результате получены принципиально новые представления о времени формирования вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса, их стратиграфических и возрастных корреляциях.

Установлено, что вулканогенный пояс сложен почти исключительно субаэральными вулканическими накоплениями, возраст которых датируется средним альбом – сеноманом; их объем оценивается в 1220–1230 тыс. км³. Преобладающая часть вулканитов (800 тыс. км³) образовалась в течение позднего альба и в самом начале сеномана. Попытка дать оценку интенсивности вулканизма по среднему объему твердого вулканического вещества, вынесенному на поверхность в течение одного года, показывает, что (если исходить только из приведенных цифр в Охотско-Чукотском поясе) она была в 2–3 раза выше, чем в современной Курильской вулканической дуге. Учет максимально возможного выноса (атмосферного рассеивания) вулканического материала за пределы наблюдаемого в современной структуре Охотско-Чукотского пояса позволяет увеличить эту цифру в два раза, что свидетельствует об уникальности геологических процессов, обусловивших формирование этой крупнейшей структуры.

Выполненные стратиграфические и возрастные корреляции показывают, что верхнеюрские – неокомские вулканогенные толщи, которые многими исследователями относились (а иногда относятся и ныне) к образованиям Охотско-Чукотского пояса, в действительности занимают особое место в составе его основания. Во внешней и фланговых зонах они парагенетически связаны с другими типами одновозрастных отложений в структурах мезозоид, а во внутренней зоне являются составной частью мощного, до 8–12 км, длительно формировавшегося (поздний палеозой? – неоком) комплекса вулканогенных образований и осадочных субаэральных и морских мелководных отложений. Данный комплекс связан с развитием островного вулканического архипелага – особой структуры Северо-Востока Азии, которую предлагается именовать Тайгоносской тектонической зоной.

Изучение структур вулканических полей Охотско-Чукотского пояса базировалось на анализе и классификации пространственных форм геологических тел вулканического происхождения, а также их соотношений с интрузивными образованиями. Поскольку форма и вещественный состав такого рода тел являются не только важнейшими объективными признаками структуры, но и содержат в себе основную информацию об их генезисе, оказалось возможным решить задачи, которые только намечались в предыдущих исследованиях или же возникли в процессе настоящей работы.

По морфологическим признакам в Охотско-Чукотском поясе выделено четыре типа структурных районов: 1) вулканических плато, 2) интрузивно-эффузивных структурных комплексов, 3) магматогенных поднятий, 4) линейных отрицательных вулкано-тектонических структур.

Хотя полного пространственного совмещения структурных районов с элементами тектонической зональности нет, тем не менее взаимосвязь их очевидна: линейные отрицательные вулкано-тектонические структуры характерны для унаследованной подзоны внутренней зоны; магматогенные поднятия, являясь основными элементами строения новообразованной подзоны, распространены также и на участках внешней зоны – вдоль границы ее с внутренней зоной (при этом, однако, особенности строения поднятий меняются в зависимости от их тектонического положения); вулканические плато с характерными для них изометричными отрицательными структурами и кольцевые интрузивно-эффузивные структуры типичны для внешней и фланговых зон.

В результате изучения структур вулканических полей Охотско-Чукотского пояса были выделены вулканоструктуры и вулкано-тектонические структуры.

Вулканоструктуры – это геологические тела, форма и пространственное единство которых тесно взаимосвязаны с особенностями внутреннего строения. По существу вулканоструктуры являются образованиями первичного вулканического происхождения.

Вулкано-тектонические структуры принадлежат к категории более крупных и сложных образований, возникающих в процессе развития вулканизма. В их пространственном положении и форме так или иначе обнаруживается связь с глубинными тектоническими структурами. Опыт изучения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показал, что вулкано-тектонические структуры многообразны и что их нельзя рассматривать как простое "суммирование" вулкано-структур. Исключение составляет лишь особая категория вулкано-тектонических структур, именуемая ассоциациями вулканоструктур. Магматогенные же поднятия и линейные отрицательные структуры (трабен-синклинали) отражают особые сочетания тектонического и магматического факторов структурообразования. Вопросы генезиса этих структур можно решать лишь путем комплексного анализа данных палеовулканологии, петрологии и тектоники.

В результате изучения форм и особенностей внутреннего строения вулкано-структур предложена простая в своей основе схема их классификации. Вулкано-структуры делятся на изометричные и линейные (классы), которые, в свою очередь, подразделены на отрицательные и положительные (подклассы). Дальнейшая детализация и классификация типов структурных форм в рядах отрицательных и положительных структур проведена по специальным признакам и поэтому имеет принципиально разное выражение, что, естественно, обусловлено различным характером режима эндогенных процессов, приведших к возникновению этих структур.

В пределах внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса наиболее широко распространены изометричные отрицательные вулканоструктуры. Они разделены на три основных типа:

1) вулканоструктуры оседания, 2) кальдерные комплексы (кальдерные структуры и внекальдерные депрессии), 3) кольцевые интрузивно-эфузивные структуры.

Вулканоструктуры оседания формировались при проявлениях как кислого, так и андезитового вулканизма (в широком значении термина); возникновение же двух других типов структур определялось главным образом особенностями развития кислого вулканизма (в том числе и гранитоидного магmatизма).

Совокупности закономерно связанных между собой вулканоструктур оседания и кальдерных комплексов выделяются в особую категорию вулкано-тектонических структур – ассоциации вулканоструктур. Кольцевые интрузивно-эфузивные структуры в составе ассоциаций вулканоструктур не наблюдались.

На основании анализа строения и условий формирования изометричных отрицательных вулканоструктур представляется возможным сделать вывод, что эти вулканоструктуры являются поверхностным выражением периферических магматических очагов, глубина залегания которых, определяемая различными методами, составляет в среднем 4–6 км, а "мощность" – не менее 6–10 км.

Формирование пространства периферических магматических очагов расплавов базальтового и андезитового состава можно считать закономерным явлением согласно физической модели развития магматического процесса под вулканическими дугами, предложенной С.А. Федотовым (1976). При этом предполагается, что периферические очаги играли роль промежуточных ("транзитных") камер на пути движения магм к дневной поверхности. Расплавы же гранитоидного состава, по-видимому, генерировались в основном на месте, в области самого периферического магматического очага. Из изложенных выше эмпирических обобщений и принятых предпосылок следует, что обширные области развития изометричных отрицательных структур могут свидетельствовать о том, что в период их формирования земная кора была уже достаточно мощной, тектонические движения были относительно ослаблены, а тангенциальные напряжения сжатия не играли сколько-нибудь существенной роли. В моделях строения земной коры таких областей необходимо учитывать существование крупных и "мощных" магматических тел на месте бывших периферических очагов. Особую важность это имеет для геологической интерпретации геофизических данных.

Результаты и методы изучения структур вулканических полей Охотско-Чукотского пояса дают основание ставить вопрос о выделении структурной палеовулканологии в самостоятельный раздел структурной геологии.

Литература

- ✓ Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. - "Сов. геол.", 1965, № 10.
- Авдеев А.В. К вопросу о связях между эфузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джамтинского водораздела (Центральный Казахстан). - В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Авдейко Г.П., Зaborовская Н.Б., Марков М.С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны. - "Геотектоника", 1966, № 5.
- Алексейчик С.Н. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней острова Сахалин. - "Сов. геол.", 1962, № 12.
- Аникеев Н.П., Драбкин И.Е., Евангупов Б.Б., Зимкин А.В., Ларин Н.И., Матвеенко В.Т., Николаев А.А., Симаков А.С., Титов В.А., Шаталов Е.Т., Шило Н.А., Эльянов М.Д. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 11. Магадан, 1957.
- Аникеев Н.П., Титов В.А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. - Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Аникеев Н.П., Титов В.А., Драбкин И.Е. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохимическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянного распада. М., "Наука", 1975.
- Афицкий А.И., Палымский Б.Ф. Опорные разрезы айнахургенской и чимчемемельской свит (нижний мел) в верховых реки Большого Аноя. - В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока ("Труды СВКНИИ", вып. 37). Магадан, 1970.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
- Башарин А.К. Основные черты тектонического развития Восточного Верхоянья. - "Геол. и геофиз.", 1966, № 1.
- Белый В.Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки. - Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 6. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка). - Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан, 1961.
- Белый В.Ф. Меловой и раннепалеогеновый вулканизм Центральной Чукотки. - В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белый В.Ф. К вопросу развития Восточно-Азиатского вулканического пояса. - В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белый В.Ф. К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски. - Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Белый В.Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса). - В кн.: Вулканизм и тектогенез. (МГК, XXIII сессия. Доклады сов. геол. Проблема 2). М., "Наука", 1963.
- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., "Наука", 1969.

- Белый В.Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. - В кн.: Мезозойский тектогенез (Материалы VII сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1971.
- Белый В.Ф. Схема стратиграфии меловых образований Ичигемского хребта и смежных территорий (Пенжинский сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). - В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР, ч. 2. Магадан, 1974а.
- Белый В.Ф. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканических структур. Новосибирск, "Наука", 1974б.
- Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. - "Геотектоника", 1974в, № 4.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса. - В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР (Тезисы докл. Межведомств. стратигр. совещ.). Магадан, 1975.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). Объяснительная записка. - В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР ("Труды СВКНИИ", вып. 11). Магадан, 1964.
- Белый В.Ф., Ефимова А.Ф., Паракецов К.В. Нижний мел северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. - "Сов. геол.", 1965, № 10.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). М., ГУГК, 1966.
- Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. - "Геотектоника", 1966, № 2.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л. Об основных типах отрицательных структур в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. - В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР (Тезисы I Северо-вост. петрогр. совещ.). Магадан, 1968.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П., Сидоров А.А. Кислый вулканизм и некоторые вопросы рудогенезиса Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Актуальные проблемы геоэкологии золота на Северо-Востоке СССР ("Труды СВКНИИ", вып. 44). Магадан, 1972.
- Белый В.Ф., Милов А.П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в бассейне р. Пенжинь. - "Сов. геол.", 1973, № 1.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканических структур. Новосибирск, "Наука", 1974. V
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Павлов П.П. Схема классификации изометричных отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли (Труды I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1974. V
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П., Павлов П.П. О позднемезозойском кислом вулканизме Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов. - "Геол. и геофиз.", 1974, № 4.
- Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана по геофизическим данным. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1972, вып. 5.
- Билибин Ю.А. Петрология Быльымакского интрузива. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Богданов А.А. Тектоническая карта СССР (масштаб 1:10 000 000). М., ГУГК, 1961.
- Бойд Ф.Р. Спекшиесь туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Ван Беммелей Р.В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Василенко В.П. Условия локализации золото-серебряного оруденения в Анадырской шовной зоне. - Автореф. канд. дисс. Магадан, 1974.
- Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., "Наука", 1964.
- Вахрамеев В.А. Верхнемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1966, № 3.
- Вашилов Ю.Я. Глубинные разломы юга Яно-Кольмской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). - "Сов. геол.", 1963, № 4.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосфера Земли и ее окружения. М., "Наука", 1965.
- Владавец В.И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1944, № 5.

- Владавец В.И. Отрицательные вулканические формы рельефа. - "Труды Моск. обл. пед. ин-та", 1947, т. 9, вып. 4.
- Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР, ч. I, геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Гзовский М.В., Никонов А.А. Количественные характеристики современных молодых движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью. - "Изв. АН СССР, физика Земли", 1968, № 10.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М., "Наука", 1968.
- Дворцова К.И. Позднеорогенные андезитовая и липарито-гранитная формации в девонских приразломных прогибах Чу-Ильских гор. - В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Дмитриев Л.Б. Изменение отметок реперов Авачинского полигона в 1967-1968 гг. - "Бюлл. вулканол. станций", 1970 № 46.
- Дмитриев Л.Б. Современные вулкано-тектонические движения на Авачинском вулкане. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Ерёмин Р.А. Строение и рудоносность Арманской вулканоструктуры (Охотско-Чукотский вулканический пояс). - В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- ✓ Ерёмин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Ерёмин Р.А., Ярмолюк В.В. О структурном положении витрофиров Арманской кальдеры. - "Геол. и геофиз.", 1969, № 9.
- Ерофеев Б.Н., Лугов С.Ф. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, его металлическость и вопросы поисков. - "Сов. геол.", 1962, № 10.
- Журавлев Б.Я. Строение и развитие девонской вулканической области юго-западного склона Чингизского геоантиклинального поднятия (Центральный Казахстан). - Автореф. канд. дисс. М., 1967.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Логинова Г.Н., Некрасов Г.Е. Стратиграфия верхнепермских отложений северной части полуострова Тайганос. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1972, № 6.
- Заварицкий А.Н. Начало русской вулканологии. Юбилейный сб., посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, ч. 2. М., Изд-во АН СССР, 1947а.
- Заварицкий А.Н. Игнимбриты Армении. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1947б, № 3.
- Зейлик Б.С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1964, № 4.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- ✓ Ичетовкин Н.В., Умитбаев Р.Б. Один из типов вулкано-тектонических структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Кобылянский Ю.Г., Ичетовкин Н.В. Структуры кальдерного обрушения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. - В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- ✓ Коптева В.В. Строение Чубарагийской вулканической депрессии (Центральный Казахстан). - В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964.
- Коптева В.В. Позднепалеозойские вулкано-тектонические структуры Северного Прибалхашья. - Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Космическая Н.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Корякско-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. - "Изв. АН СССР, серия геофиз." 1963, № 1.
- Котляр И.Н. Структура Пеледонского вулканического поля (Охотско-Чукотский вулканический пояс). - В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- ✓ Котляр И.Н. О новом типе отрицательных вулканических структур в Охотско-Чукотском поясе. - "Докл. АН СССР", 1972, т. 203, № 5.
- Кошкин В.Я. Строение Карапекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье. - В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964.

- Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. - "Труды ИМГРЭ АН СССР", 1962, вып. 14.
- Красилов В.А. Развитие позднемеловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменением климата и тектогенезом. - В кн.: Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Красный Л.И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. - "Докл. АН СССР", 1955, т. 107, № 1.
- Криштофович А.Н. Ископаемые флоры Пенжинской губы, озера Тастах и хребта Рырткин. - В кн.: Палеоботаника, вып. III ("Труды БИН, серия VIII"). М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958а.
- Криштофович А.Н. Меловая флора бассейна р. Аяндаръ. - В кн.: Палеоботаника, вып. III ("Труды БИН, серия VIII"). М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958б.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А., Изюх Э.П. Геологические свидетельства интрапелитурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1969.
- Лучицкий Н.В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2. М., "Наука", 1971.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., "Наука", 1967.
- Мархинин Е.К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. - В кн.: Палеовулканические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.
- Мархинин Е.К., Алыпова О.М., Никитина И.Б., Пугач В.Б., Токарев П.И. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1960 г. - "Бюлл. вулканол. станции". 1962, № 32.
- Матвеенко В.Т. Магмо- и рудооконтролирующие структуры Северо-Востока СССР. - В кн.: Прикладная геология. Вопросы металлогении. (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 20). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Матвеенко В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Мелекесцев И.В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы. - В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., "Наука", 1965.
- Мелекесцев Н.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Егорова И.А., Лупикина Е.Г. Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Монич В.К., Бедров Г.И., Болгожина А.Г. Геология и петрография Байнашарской кольцевой системы магматических пород. - "Труды ИГН АН КазССР". Алма-Ата, 1960, № 3.
- Некрасов Г.Е. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива. - В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР (Тезисы I Северо-вост. петрогр. совещ.). Магадан, 1968.
- Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. - "Геотектоника", 1971, № 5.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм полуострова Тайгонос и северо-западной Камчатки. - Автореф. канд. дисс. М., 1972.
- Николаевский А.А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Никонов А.А. Современные движения земной коры в вулканически активных районах. - "Изв. АН СССР, физика Земли", 1974, № 5.
- Основы палеонтологии. т. 15 (голосеменные и покрытосеменные). М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Паракецов К.В. Северо-Восточное Приколымье в раннемеловую эпоху. - Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Нижнемеловые отложения бассейна р. Еропол. - "Докл. АН СССР", 1973, т. 209, № 3.
- Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука", 1964.
- Попов Ю.Н. Области сноса и седиментации в Верхояно-Колымской геосинклиналии в пермский период. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1945, № 3.

- Покиалайнен В. П. Сравнительная характеристика некоторых разнофациальных разрезов неокома Анадырско-Корякской складчатой области. - В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока ("Труды СВКНИИ", вып. 37). Магадан, 1970.
- Пушаровский Ю.М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. - "Докл. АН СССР", 1955, т. 105, № 5.
- Рабинович Ф.К. Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края. - В кн.: Материалы по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, геол., и геоморфол., вып. 7. М.-Л., ОНТИ, 1936.
- Раген Э. Плутонические породы. Петрография и геологическое положение. М., "Мир", 1972.
- ✓ Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Розенкранц А.А. Стратиграфия перми и некоторые особенности пермского вулканизма Северо-Восточного Прибайкалья. - Автореф. кандид. дисс. М., 1970.
- Рудич К.Н. Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарычева. М., Госгеотехиздат, 1959.
- Рыбалко В.Н. Позднемеловые вулканы и вулкано-тектонические структуры южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. - Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1972.
- Садаков В.К. Вулкано-тектонические структуры Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Самылина В.А. О меловой флоре Аркагалинского угленосного бассейна. - "Докл. АН СССР", 1962, т. 147, № 5.
- Самылина В.А. О последних этапах развития растительности раннего мела на Северо-Востоке СССР. - "Палеонтол. журн.", 1967, № 2.
- Самылина В.А. Корреляция нижнемеловых континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным. - "Сов. геол.", 1973, № 8.
- Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления флоры кайнофита). Л., "Наука", 1974а.
- Самылина В.А. Развитие раннемеловой флоры и становление флоры кайнофита на Северо-Востоке СССР. - Автореф. докт. дисс. Л., 1974б.
- Свешникова Е.В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1968, № 10.
- Серпухов В.И. Геология Верхоянского комплекса. - "Труды треста Золоторазведка и НИГРИЗолото", 1940, вып. 13.
- Снятков Л.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:5 000 000. Магадан, 1959.
- Сперанская И.М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря. - "Геол. и геофиз.", 1962, № 12.
- Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. - Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963а.
- Сперанская И.М. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. - "Изв. высших учебных завед., геол. и разведка", 1963б, № 4.
- Сперанская И.М. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чунского вулканического пояса. - Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Сперанская И.М. Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулкано-плутонических формаций. - В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.
- Сперанская И.М. Структурно-формационное районирование в металлогенических целях на примере юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР (Тезисы I Северо-восточ. петрогр. совещ.). Магадан, 1968.
- Сперанская И.М., Печерский Д.М. К вопросу об условиях образования разных типов игнимбритов. - В кн.: Магнитные свойства изверженных пород ("Труды СВКНИИ", вып. 9). Магадан, 1964.
- Спрингис К.Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1958.
- Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Тектоническая карта Евразии (масштаб 1:5 000 000). М., ГУГК, 1966.
- Тильман С.М. Тектоника и история развития северо-восточного Прикольмья. - "Труды СВКНИИ", 1962, вып. 1.

- Тихомиров В.Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М., "Недра", 1975.
- Тучков И.И. К вопросу о зональном расчленении верхнетриасовых и юрских отложений Северо-Востока СССР. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутской АССР ("Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол.", сб. 14). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Умитбаев Р.Б. Главные типы кислого вулканизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. XV Генеральная ассамблея МГС. Ассоц. вулканологии и химии недр Земли. Кислый вулканизм. М., 1971.
- Устинев Е.К. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. – "Сов. геол.", 1959, № 3.
- Устинев Е.К. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Устинев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. – В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Устинев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. – "Изв. АН СССР, серия геол.", 1963б, № 12.
- Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И., Балеста С.Т., Будянский Ю.А., Мархинин Е.К., Федорченко В.И. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. – "Сов. геол.", 1974, № 2.
- Федоров Т.О. Семизугинский вулканический массив девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. – Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. – "Изв. АН СССР, серия геол.", 1976, № 5.
- Филатов С.И. Схема стратиграфии континентальных отложений Балыгычано-Сугойского прогиба. – Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 20. Магадан, 1972.
- Филатов С.И., Самылина В.А. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений Балыгычан-Сугойского прогиба. – "Докл. АН СССР", 1966, т. 166, № 1.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л. Стратиграфия меловых континентальных отложений внешней части Охотско-Чукотского вулканического пояса. – "Сов. геол.", 1971, № 5.
- Фирсов Л.В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита. – "Изв. АН СССР, серия геол.", 1960, № 2.
- Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск, 1972.
- Фремд Г.М., Каменский А.С. Верхнепалеозойские стратовулканы Южной Джунгарии. – В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963.
- Фремд Г.М., Рыбалко В.Н. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, 1972.
- Хайн В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). – "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1952, № 5.
- Чертовских Г.Н. Ульинский наложенный прогиб. – Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М., "Наука", 1970.
- Чиков Б.М., Иванов В.К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. – В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Шарпенок Л.Н. Магматогенные колцевые структуры северо-западной части Токрауского синклиниория (Центральный Казахстан). – Автореф. канд. дисс. Л., 1971.
- Шатский Н.С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтяной области и степных частей западного склона Южного Урала. – Материалы по геол. СССР, новая серия, 1945, вып. 2 (6).
- Шатский Н.С. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:4 000 000. М., ГУГК, 1953.
- Шейкашова В.Т. К стратиграфии вулканогенных образований Охотского побережья (бассейн р. Амки). – Материалы по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Шило Н.А., Сидоров А.А., Зильберминц А.В. Тихоокеанские вулканогенные пояса советской Азии и их металлогенические особенности. – "Геол. и геофиз.", 1967, № 4.
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР. – "Докл. АН СССР", 1975, т. 222, № 4.

- Штейнберг Г.С., Балеста С.Т., Зубин М.И., Таракановский А.А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. – В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., "Наука", 1966.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. – В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973а.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца. – "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1973б, № 3.
- Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.
- Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Anderson E.M. Cone-sheets and ring-dykes: the dynamical explanation. – "Bull. volcanol.", 1937, vol. 1.
- Aramaki Sh. Pyroclastic flows, calderas and depressions in Southern Kyushu, Japan. – Symposium on volcanoes and their roots. Abstracts, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Oxford, 1969.
- Aramaki Sh., Uti T. The Aira and Ata pyroclastic flows and related calderas and depressions in Southern Kyushu, Japan. – "Bull. volcanol.", 1966, vol. 29.
- Battisstini Rene. La structure du massif volcanique de l'Androy (Madagascar). – "Bull. Soc. Geol. France", 1959, ser. 7, vol. 1, N 2.
- Belyi V.F., Gelman M.L. Principal types of subsidence volcanostructures in the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. – Symposium on volcanoes and their roots. Abstracts. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Oxford, 1969.
- Branch C.D. The structure and evolution of the volcanic cauldrons, ring complexes, and associated granites of the Georgetown, Inliver, Queensland. – "Nature", 1966, vol. 209, N 5023.
- Branch C.D. The source of eruption for pyroclastic flows: cauldrons or calderas. – "Bull. volcanol.", 1967а, vol. 30, N 1.
- Branch C.D. Genesis of magma for acid calc-alkaline volcano-plutonic formations. – "Tectonophysics", 1967б, vol. 4, N 1.
- Byers F.M., Orkild P.P., Carr W.J., Quinlivan W.D. Timber mountain tuff, Southern Nevada, and its relation to cauldron subsidence. – "Mem. Geol. Soc. America", 1968, N 110.
- Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
- Coats R.R. Circle Creen Rhyolite, a volcanic complex in Northern Elko County, Nevada. Studies in volcanology. – "Mem. Geol. Soc. America", 1968, N 110.
- Daly R.A. Igneous rocks and the depths of the Earth. N.Y. – London, 1933.
- Eardley A.Y. Structural geology of North America. Harper and Row Publishers, N.Y. – Evanston, 1962.
- Elston W.E. Ring-dike complexes, and significance in crustal and planetary evolution. – Symposium on volcanoes and their roots. Abstracts. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Oxford, 1969.
- Elston W.E., Coney P.Y., Rhodes R.G. Progress report on the Mongolian plateau volcanic province, southwestern New Mexico. 2. – Twenty-first conference of the NM Geol. Soc. UNM Contribution to Planetary Geology, 1971, N 11.
- Fiske R.S., Kinoshita W.T. Inflation of Kilauea volcano prior to its 1967–1968 eruption. – "Science", 1969, vol. 165, N 3891.
- Hamilton W., Myers W.B. The nature of batholiths. – "Geol. Surv. Profess. Paper", 1967, N 554c.
- Korn H., Martin H. Der Intrusionsmechanismus der Grossen Karoo-Plutone in Südwesterafrika. – "Geol. Rundschau", 1953, Bd 41 (Sonderband).
- Mc Birney A.R., Williams H. A new look at the classification of calderas. – Symposium on volcanoes and their roots. Abstracts. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Oxford, 1969.
- Macdonald G.A. Volcanoes furnish some of our best clues to the nature of the earth's interior. – "Science", 1961, vol. 133, N 3454.
- McKee B., Stradling D. The sag flowout – a newly described volcanic structure. – "Bull. Geol. Soc. America", 1970, vol. 81, N 7.
- Moore Y.G. Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii. – Symposium on volcanoes and their roots. Abstracts. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Oxford, 1969.
- Oftedahl Chr. Volcanic sequence and magma formation in the Oslo Region. – "Geol. Rundschau", 1959, Bd 48.
- Orkild P.P., Byers F.M., Hoover D.L., Sargent K.A. Subsurface geology of Silent Canyon caldera, Nevada Test Site, Nevada. – "Mem. Geol. Soc. America", 1968, N 110.

- Patton W.W. Reconnaissance geology of the Northern Yukon-Koyukuk Province, Alaska. – "Geol. Surv. Profess. Paper", 1973, N 774-A.
- Rittman A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 1960.
- Schneider K. Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin, 1911.
- Simkin T., Haward K.A. Caldera collaps in the Galapagos Islands, 1968. – "Science", 1970, vol. 169, N 3944.
- Smiley Ch.Y. Cretaceous floras of Chandler Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics. – "AAPG Bull.", 1969a, vol. 53, N 3.
- Smiley Ch.Y. Floral zone and correlation of Cretaceous Kukpukuk and Corwin Formation, Northwestern Alaska. – "AAPG Bull.", 1969b, vol. 53, N 10.
- Smith R.L., Bailey R.A., Ross C.S. Structural evolution of the Valles caldera, New Mexico, and its bearing on emplacement of ring-dikes. – "U.S. Geol. Surv. Res.", 1961, N 424-D.
- Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons. – "Mem. Geol. Soc. America", 1969, N 116.
- Sonder R.A. Zur Theorie und Klassification der eruptiven vulkanischen Vorgänge. – "Geol. Rundschau", 1937, Bd 28, N 6/7.
- Stewart F.H. Tertiary igneous activity. Craigs Geol. of Scotland. Connecticut, 1965.
- Stubel A. Die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig, 1903.
- Taubeneck W.H. Notes on the Glen Coe cauldron subsidence, Argillshire, Scotland. – "Bull. Geol. Soc. America", 1967, vol. 78, N 11.
- Van Bemmelen R.W. The geology of Indonesia. Vol. 1A. The Hague, Govt. Print. Office, 1949.
- Van Eysinga F.W.B. Geological time table (second edition, 1972). Amer. Elsevier Publishing Co., 1972.
- Williams H. Calderas and their origin. – Berkley – Los Angeles, 1941.

Оглавление

<u>Введение</u>	3
<u>Глава I. Положение Охотско-Чукотского пояса в структуре Северо-Восточной Азии и его тектоническое районирование</u>	6
<u>Глава II. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса</u>	11
Стратиграфическое расчленение вулканических накоплений	-
Анадырский сектор	12
Центрально-Чукотский сектор	20
Пенжинский сектор	30
Охотский сектор	37
Западно-Охотская фланговая зона	52
Восточно-Чукотская фланговая зона	55
Возраст и количественные оценки вулканических накоплений	58
Нижняя возрастная граница вулканических накоплений	59
Верхняя возрастная граница и время формирования вулканических накоплений	61
Возрастные корреляции вулканогенных толщ	62
Количественные оценки вулканических накоплений	67
<u>Глава III. Структуры вулканических полей Охотско-Чукотского пояса</u>	69
О некоторых особенностях и задачах палеовулканологических исследований	-
Структурное районирование вулканогенного пояса	72
Вулканоструктуры	75
Изометричные отрицательные структуры	76
Простые структуры	-
Вулканоструктуры оседания	-
Кальдерные комплексы (кальдерные структуры и внекальдерные депрессии)	91
Сложные структуры в районах вулканических плато	105
Депрессии с внутренними просадками и кальдерами	-
Депрессии с внешней кольцевой системой грабенов	106
Инtrузивно-эфузивные структурные комплексы	109
Изометричные положительные структуры	120
Линейные структуры (грабены, горсты, моноклинали)	128
Вулкано-тектонические структуры	132
Ассоциации вулканоструктур	-
Магматогенные поднятия	138
Линейные отрицательные структуры (грабен-синклинали)	145

Глава IV. Теоретические аспекты структурной палеовулканологии	149
Аналоги изученных вулканоструктур в некоторых областях четвертичного вулканизма	
Простые вулканоструктуры и периферические магматические очаги	150
О соотношении главных морфогенетических типов изометричных отрицательных вулканоструктур	157
Заключение	159
Литература	162

Василий Феофанович БЕЛЫЙ
СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРЫ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Утверждено к печати
Северо-Восточным комплексным
научно-исследовательским институтом
ДВНИ АН СССР

Редактор
В.М. Израилев
Редактор издательства
Л.С. Тапельzon
Обложка художника
В.С. Артемьев
Художественный редактор
А.Н. Жданов
Технические редакторы
Е.К. Полукарова, Г.П. Каренина

Подписано к печати 18/V - 77 г.
Т - 08558
Усл. печ. л. 15,1+2,5 вкладки.
Уч.-изд.л. 18,9
Формат 70 × 108 1/16
Бумага офсетная № 1
Тираж 950 экз. Тип зак. 316
Цена 1р. 90к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485,
Профсоюзная ул., д. 94^а
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 p. 90 к.

2012