

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИ-
ЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

В.Ф.БЕЛЫЙ

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ
КАРТА
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО
ПОЯСА
(масштаб 1 : 1 500 000).

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

карта на Улиссях

Магадан - 1981



Главный редактор академик Н.А.Шило
Редакционная коллегия: П.В.Бабкин ,
В.Ф.Белый, М.Е.Городинский, А.А.Сидоров

С

Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР
Северо-Восточное ордена Трудового Красного Знамени
производственное геологическое объединение МГ РСФСР

"... никакое содержание нельзя уловить без привлечения соответствующей формы...

всякая форма, как бы ни была она полезна в прошлом, может оказаться слишком узкой для того, чтобы охватить новое содержание"

(Н. Бор. Избр. науч. тр., т. П, стр. 432, 433)

ВВЕДЕНИЕ

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

С первых лет освоения Северо-Востока СССР Охотско-Чукотский 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.

До конца 50-х годов вулканогенный пояс оставался одной из наименее изученных структур Северо-Востока СССР. Но в 60-е годы практически на всей территории Охотско-Чукотского пояса широко развернулись геологосъемочные, разведочные, региональные геофизические и тематические работы, в результате которых был получен громадный новый фактический материал по региональной геологии. Открытие рудопроявлений и месторождений благородных и цветных металлов поставило Охотско-Чукотский вулканогенный пояс в ряд регионов с высокими перспективами развития горнодобывающей промышленности Северо-Востока СССР.

С 1967 г. в СВКНИИ АН СССР были начаты целенаправленные научно-исследовательские работы по изучению геологического

строения и условий развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В числе первоочередных стояли задачи: а) проведение стратиграфической и возрастной корреляции вулканогенных толщ и определение общих временных рубежей формирования Охотско-Чукотского пояса; б) выявление и изучение главных типов структур вулканических полей и разработка их морфогенетической систематики; в) формационный анализ магматических образований, выяснение региональных петрологических особенностей ассоциаций изверженных пород и их связей со структурами; г) исследование тектонических условий развития вулканизма и определение места Охотско-Чукотского пояса среди основных тектонических элементов Восточной Азии.

Первые итоги выполнявшихся по этой программе работ были подведены в 1975 г., по существу, одновременно со II Межведомственным стратиграфическим совещанием по Северо-Востоку СССР. Результаты исследований изложены в двух монографиях (1, 2).

В процессе обсуждений основных положений и выводов с Н.А.Шило, П.В.Бабкиным, А.А.Сидоровым была поставлена задача на базе полученных новых данных, предложенных теоретических и методических разработок обобщить весь имеющийся по вулканогенному поясу материал и составить Структурно-формационную карту Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в масштабе 1 : 1500000. Предполагалось, что такая карта должна удовлетворять больше, чем все имевшиеся к тому времени карты, требованиям основы для регионального металлогенического анализа, изучения влияния структурного и петрологического факторов на общие закономерности размещения золото-серебряного оруденения, более рационального определения направления геологических работ.

В сентябре 1975 г. Учёный совет СВКНИИ рассмотрел и одобрил проект легенды Структурно-формационной карты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в масштабе 1 : 1 500 000. В 1977 г. был составлен первый авторский макет карты. Составление легенды и карты велось с участием И.Н.Котляра и А.П.Милова; они являются соавторами этой работы. Карта состоит из трех листов и сопровождается схемами: а) возрастной и стратиграфической корреляции вулканогенных формаций; б) структурного районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса;

в) тектонического районирования его основания и сопредельных складчатых систем.

Карта охватывает территорию, на которой осуществляется деятельность Северо-Восточного, Камчатского, Дальневосточного и Якутского производственных геологических объединений Министерства геологии РСФСР.

Основными исходными фактическими данными при составлении карты были материалы среднemasштабных геологических съемок и тематических работ, выполненных до 1978 г. Северо-Восточным, Камчатским, Дальневосточным и Якутским территориальными геологическими управлениями МГ РСФСР, НПО "Аэрогеология" МГ СССР, ГИН (Москва), ИГиГ (Новосибирск), ИГ (Якутск), СВКНИИ (Магадан) АН СССР.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ КАРТЫ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (краткая характеристика строения и развития) - это сложно построенная отрицательная тектоническая структура наложенного типа, образовавшаяся в течение второй половины альба - первой половины сеномана. В его строении принимают участие вулканогенные формации орогенного класса и тесно ассоциирующие с ними интрузивные комплексы сложного состава. Объем вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса составляет около 1,25 млн. км³. С учётом рассеивания при извержениях и размыва вулканогенных пород общий объем твёрдого ювенильного материала, извергнутого в процессе формирования структуры, должен был быть в два раза больше.

В истории развития Охотско-Чукотского пояса с некоторой долей условности различаются ранняя (средне-позднеальбская) и поздняя (раннесеноманская) стадии. В течение ранней стадии образовалось 85-90% объема наблюдаемых в современной структуре вулканических накоплений.

Вулканогенные толщи Охотско-Чукотского пояса резко несогласно наложены на складчатые системы Верхояно-Чукотских мезо-

зоид и дорифейских жестких массивов. В плане граница вулканогенного пояса и отмеченных выше структур его основания представляется как генерализованная линия пересечения подошвы вулканических накоплений и дневной поверхности. Она имеет сложный извилистый характер, что обусловлено прежде всего наличием линейных вулканических полей, ориентированных поперек общего простирания Охотско-Чукотского пояса.

Границей вулканогенного пояса и Анадырско-Корякской складчатой системы (кайнозоиды) почти на всем протяжении служит Орловско-Каменская зона глубинных разломов (15). В плане она (зона разломов) имеет в целом дугообразную форму.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс обладает сложной тектонической зональностью. По отношению к Анадырско-Корякской складчатой системе в нем различаются внутренняя, внешняя и фланговые зоны (рис. 1). Внутренняя и внешняя зоны, характерные для основной, дугообразной, части вулканогенного пояса, расположенной между р.Танюрер на северо-востоке и р. Иней на юго-западе (около 2 000 км протяженностью), отражают главную - продольную зональность. В пределах внутренней зоны различаются унаследованная и новообразованная подзоны.

Внешняя зона (чётко) и внутренняя (менее чётко) делятся на секторы: Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский. В этом проявляется дополнительная - поперечная зональность вулканогенного пояса.

Охарактеризованная схема общего тектонического районирования Охотско-Чукотского пояса, как уже отмечалось, основана прежде всего на данных о структурной и вещественной неоднородности слагающих его вулканических накоплений и интрузивных комплексов. Специальный анализ структур вулканических полей и естественных ассоциаций (формаций) изверженных пород позволил выявить частные (или специальные) структурную и петрологическую зональности вулканогенного пояса (рис. 2). И та, и другая зональности чётко совмещаются, но не совпадают совершенно полностью ни между собой, ни с общей тектонической зональностью. Таким образом, каждый из типов зональности проявляется как достаточно самостоятельная совокупность признаков.

Принципы составления легенды и карты. С учётом изложенных выше самых общих особенностей строения и тектонического положения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в легенде и карте совмещены два разных принципа, разработанных в специальной геологической картографии: структурно-формационный и тектонический (по возрасту складчатости).

Структурно-формационный принцип применён только к геологическим образованиям, слагающим Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, а также к одновозрастным с ними вулканическим накоплениям и сходным по вещественному составу и возрасту интрузивным телам в структурах мезозойд и в пределах дорифейских жёстких массивов.

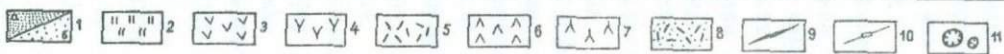
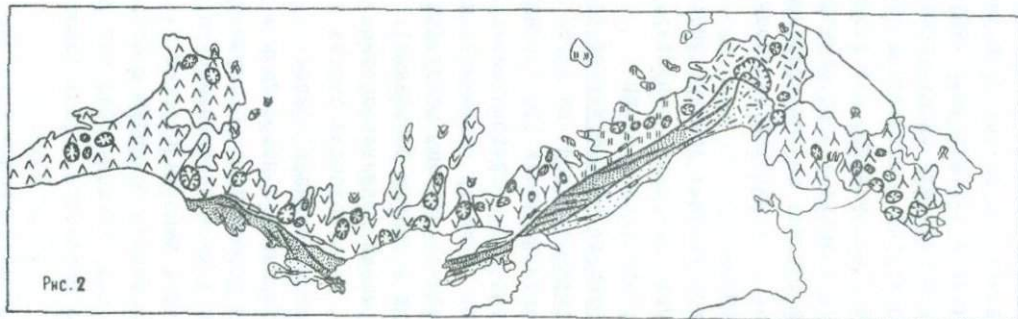
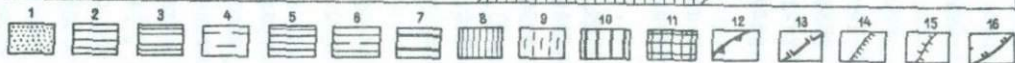
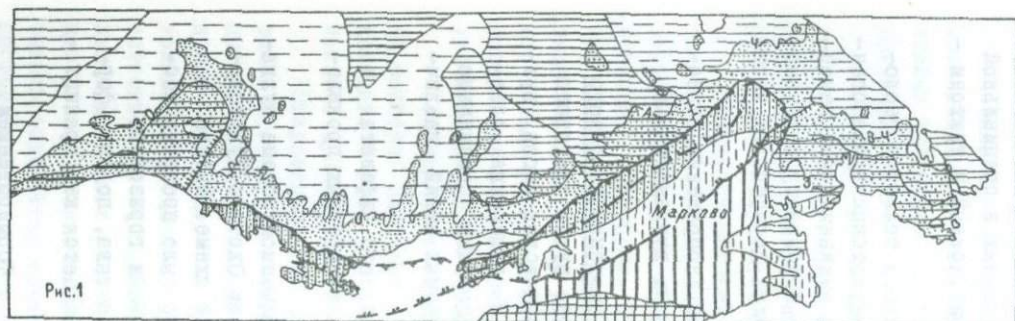
Тектонический принцип использован при изображении разновозрастных складчатых структур, подстилающих вулканогенный пояс и сопредельных с ним.

Структурно-формационное расчленение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на карте осуществлено путём цветового изображения формаций (10 главных петрографических типов вулканогенных и 3 - плутоногенных формаций) и выделения главных типов структур вулканических полей с помощью специально разработанной системы контурных знаков (чёрных линий различного вида и разных сочетаний).

Формации проиндексированы буквами русского алфавита и цифрами. Преобладающий состав и тип пород конкретных проявлений формаций показан крапом.

Информация о возрастном и стратиграфическом объеме вулканогенных формаций по 16 характерным районам Охотско-Чукотского пояса дана в специальной корреляционной схеме. Вместе с этим, чтобы непосредственно на карте можно было прочесть последовательность формаций и слагающих формации горизонтов (свит, толщ) горных пород определенного состава, подошва формации (и горизонта внутри формации) изображается как граница - вектор (рис. 3).

Субвулканические интрузии, связанные с формированием Охотско-Чукотского пояса, показаны горизонтальной цветной штриховкой; цвет отвечает составу: основному, среднему, кислому и умеренно кислому. Обусловлено это тем, что, во-первых, по раз-



Р. и с. 1. Схема тектонической зональности и положения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

I - вулканические накопления Охотско-Чукотского пояса ($K_1 at_2 - K_2 S_1$); 2 - Сибирская платформа; 3 - дорифейские срединные массивы (Э - Эскимосский массив); 4-6 - Верхояно-Чукотская область - мезозойды (4 - Яно-Колымская, 5 - Алазейской Олойская, 6 - Чукотская системы); 7 - Удско-Шантарская система (?) - палеозойды; 8-II - Корякско-Камчатская область - кайнозойды (8 - Тайгоноская тектоно-магматическая зона - андезитовая геосинклиналь; 9 - внутренняя, 10 - внешние зоны Анадырско-Корякской системы; II - Олюторско-Камчатская система); 12 - граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (вершины треугольников обращены в сторону внутренней зоны); 13 - граница унаследованной и новообразованной подзон внутренней зоны вулканогенного пояса (штрихи направлены в сторону унаследованной подзоны); 14 - граница фланговых зон (З-О - Западно-Охотская, В-Ч - Восточно-Чукотская фланговые зоны); 15 - граница секторов показана только в пределах внешней зоны (О - Охотский, П - Пенжинский, А - Анадырский, Ч - Центрально-Чукотский секторы); 16 - Коначано-Куулская зона глубинных разломов - выход позднемезозойской сейсмофокальной поверхности (штрихи направлены в сторону преобладающего падения плоскостей разломов). Типы земной коры в начале альбского века: 2-7 - гетерогенная континентальная кора; 8-10 - гетерогенная кора переходного типа; II - кора океанического (?) типа.

Р. и с. 2. Схема петрологической и структурной зональности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по образованиям раннего (средне-позднеальбского) этапа развития

I-8 - ареалы вулканических ассоциаций: I - формация высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов (а - унаследованной, б - новообразованной подзон); 2 - базальт-андезитовая ассоциация (Анадырский сектор); 3, 4 - андезит-липаритовые ассоциации (3 - Охотский, 4 - Пенжинский секторы); 5 - липарит-андезитовая ассоциация (Центрально-Чукотский сектор); 6, 7 - андезит-липаритовые ассоциации (6 - Западно-Охотская, 7 - Восточно-Чукотская фланговые зоны); 8 - базальт-андезитовая (?) и липарит-андезитовая ассоциации во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора. 9-II - главные типы структур вулканических полей: 9 - грабен-синклинали. 10 - магматогенные поднятия, II - изометричные отрицательные вулканоуплотнения.

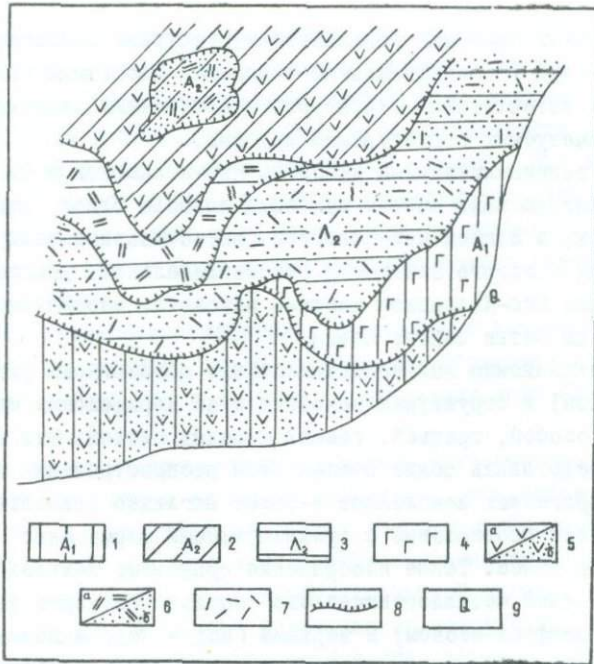
ным причинам далеко не все субвулканические тела можно увязать с той или иной вулканогенной формацией. Во-вторых, техническими трудностями, связанными с тем, что потребовалось бы одновременно показывать формационную принадлежность и состав субвулканических интрузий (в тех же случаях, когда формационная принадлежность не установлена, - только состав.)

Структуры основания вулканогенного пояса и сопредельных складчатых систем изображены на карте по тектоническому принципу, в основе которого лежит представление о возрасте складчатости - наиболее объективном и важнейшем критерии мелкомасштабного тектонического районирования. Таким образом, при разработке легенды к этой части карты в качестве исходного материала была использована легенда Тектонической карты Северо-Востока СССР м-ба I : 2 500 000 (9), преобразованная соответственно современным данным о геологическом строении региона и поставленным задачам.

В границах карты находятся: край Сибирской платформы, срединные массивы (Омолонский и Охотский с архейским фундаментом и Эскимосский, дорифейский фундамент которого, возможно, гетерогенный); Алазейско-Олойская (эвгеосинклиальная), Яно-Кольмская и Чукотская (миогеосинклиальные) системы, входящие в состав Верхояно-Чукотской области мезозойд; Тайгоноская тектоно-магматическая зона (андезитовая, геосинклиаль)^х и Анадырско-Корякская складчатая система, принадлежащие Корякско-Камчатской области кайнозойд. Есть основание полагать, что под юго-восточную часть Ульяновского прогиба вулканогенного пояса (Западно-Охотская фланговая зона) прослеживаются складчатые структуры палеозойд, однако нигде в пределах карты они не выходят на дневную поверхность.

Сибирская платформа и дорифейские массивы, за исключением позднемезозойских орогенных комплексов, изображены единой цветовой гаммой. При этом на массивах выделены выходы фундамента, а среди допозднемезозойских отложений чехла показаны вулканогенные и осадочные образования (чтобы на карте можно было проследить их относительное положение, подошва тех и других образований показана как граница-вектор).

^х Как самостоятельный тектонический элемент территории Северо-Востока СССР на карте выделяется впервые.



Р и с. 3. Схема, показывающая, как с помощью границы-вектора на карте читается последовательность формаций и слагающих их горизонтов горных пород

I-3 - вулканогенные формации (показаны цветами): 1 - формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов (A_1), 2 - формация дупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (A_2), 3 - липарит-дацитовая формация (L_2); 4-7 - петрографический состав вулканитов (черный крап): 4 - базальты (преимущественно лавы), 5 - андезиты (а - преимущественно лавы, б - туфы), 6 - дациты и андезито-дациты (а - преимущественно игнимбриты и лавы, б - туфы), 7 - липариты (преимущественно туфы); 8 - подошва вулканогенной формации и (или) горизонтов слагающих её пород (штрихи указывают направление от подошвы к кровле); 9 - рыхлые четвертичные отложения.

В складчатых системах выделяются структурные комплексы основания и главный геосинклинальный комплекс. Последний состоит из нескольких естественных структурно-вещественных подразделений, обычно именуемых структурными ярусами.

Главный геосинклинальный комплекс Яно-Колымской и Чукотской миегеосинклинальных систем мезозойд показан одной гаммой зеленых цветов, а Алазейской-Олойской (эвгеосинклинальной) - другой. Районы пологого залегания геосинклинального комплекса, характерные для Яно-Колымской системы мезозойд, обозначены наложением редкой сетки синего цвета.

Позднемезозойские эпигеосинклинальные образования (молаассовые комплексы) в структурах мезозойд и на дорифейских массивах выделены особой, третьей, гаммой зеленых цветов. Это позволяет чётко представить общие особенности распространения позднемезозойских орогенных комплексов и более наглядно показать их пространственное соотношение с вулканогенными формациями Охотско-Чукотского пояса. Такое изображение орогенных комплексов удобно и для целей металлогенического анализа. На карте выделяются нижний (оксфорд-неоком) и верхний (апт - первая половина альба) молаассовые комплексы, которые в свою очередь разделены на вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные образования. Их положение в разрезах устанавливается с помощью границы-вектора. Состав вулканитов обозначен крапом (теми же знаками, что и состав вулканитов в формациях Охотско-Чукотского пояса).

В последние годы в пределах мезозойд и кайнозойд Северо-Востока СССР обнаружены два типа особых тектонических структур. К первому из них относятся зоны с резко сокращенным разрезом главного геосинклинального комплекса. Они формировались в течение ранней стадии развития геосинклинальной системы в теле смежного с ней срединного массива. Ко второму относятся зоны регенерации геосинклинальных условий в течение орогенного этапа развития складчатых систем. Это обычно узкие прогибы, формировавшиеся либо вдоль границ складчатых систем, либо внутри них. Подробное описание некоторых из этих структур приведено в работах (5, 8). Оба типа структур показаны специальными знаками.

На карте выделены интрузивные комплексы ранне-среднепалеозойского, среднепалеозойского, позднемезозойского, ранне-мезозойского и позднемезозойского возраста. Возраст комплексов

показан цветом, состав конкретных массивов - индексом (буквами греческого алфавита). На основании анализа вещественно-структурных признаков позднемезозойские (эпигеосинклинальные) интрузивные комплексы мезозойских разделены по принадлежности к Яно-Кольмской, Алазейско-Олойской и Чукотской системам. При этом оказалось, что границы систем и ареалы развития интрузивных комплексов не совпадают полностью. Особым знаком выделяются позднемезозойские интрузивные тела эссексит-тешенитового комплекса на Омолонском массиве.

Субвулканические интрузии, связанные с развитием мезозойских, разделены по составу, как и аналогичные образования Охотско-Чукотского пояса, но в отличие от последних показаны вертикальной штриховкой.

Самостоятельными цветами выделены Тайгоноская тектономагматическая зона и Анадырско-Корякская складчатая система. Как в той, так и в другой различаются комплексы основания, главный геосинклинальный и орогенный (эпигеосинклинальный). Главный геосинклинальный комплекс Анадырско-Корякской системы разделен на два структурных яруса без уточнения их вещественного (формационного) состава. В структурах орогенного (эпигеосинклинального) этапа развития выделены комплексы нижних (конец сенона-эоцена) и верхних (олигоцен-миоцен) моласс. В каждом из них, как и в аналогичных образованиях мезозойских, показаны существенно вулканогенные и существенно терригенные образования.

В пределах Анадырско-Корякской системы выделяются интрузивные комплексы гипербазитов и габбро (палеозойские и позднемезозойские без разделения по возрасту) и меловых гранитоидов и диоритов. Субвулканические интрузии разделены по составу, показаны косой штриховкой.

Подробная характеристика Тайгоносской тектономагматической зоны приводится в следующей главе.

Разломы, границы тектонических зон, прочие обозначения.

Подавляющая часть выделяемых на карте разрывных нарушений систематизирована по простой схеме: а) глубинные разломы, в основном являющиеся границами главных структурных элементов основания вулканогенного пояса и сопредельных с ним складчатых систем; б) надвиги; в) зоны интенсивных приразломных дислокаций, трещиноватости, "смятия"; г) прочие разломы без уточнения их

морфологии и природы. Все эти разрывные нарушения показаны красным цветом. Кроме отмеченных, по существу, стандартно-формальных типов разрывных нарушений, специальными знаками (разными линиями чёрного цвета) выделяются три крупные системы разломов, являвшиеся важнейшими тектоническими границами в течение позднемезозойского этапа развития Северо-Востока СССР. Это, во-первых, граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; во-вторых, граница унаследованной и новообразованной подзон в его внутренней зоне; в-третьих, Коначано-Кулская система разломов, которая разделяет внешнюю (Пенжинско-Майнскую) и внутреннюю (Энычаваям-Алгванскую) зоны Анадырско-Корякской складчатой системы и, по-видимому, отвечает "выходу" предполагаемой сейсмофокальной поверхности в позднемезозойском морфоструктурном комплексе региона.

Особым знаком выделяются известные в пределах Охотско-Чукотского пояса мезозойские и дорифейские срединные массивы небольшие поля вулканитов, преимущественно базальтоидов, образовавшиеся в кайнозойе и отчасти в конце позднего мела. С определенной долей условности показаны неотектонические впадины, заполненные рыхлыми отложениями (эоцен-четвертичными - в Верхояно-Чукотской области и в Охотско-Чукотском поясе; плиоцен - четвертичными - в Анадырско-Корякской системе).

ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРЫ ОСНОВАНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Кратко охарактеризованная тектоническая зональность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса обусловлена гетерогенностью структур его основания (см. рис. I).

Продольная зональность и структуры основания внутренней зоны вулканогенного пояса. Как уже отмечалось ранее, продольная зональность (внешняя и внутренняя зоны) вулканогенного пояса характерна только для его главной, дугообразной, части, имеющей протяженность около 2000 км.

Граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса является одновременно и важнейшей тектонической границей структур Северо-Востока СССР, дос-

товерные свидетельства существования которой устанавливаются с позднего палеозоя.

Северо-восточнее Пенжинской губы граница внешней и внутренней зон вулканогенного пояса в современной структуре представляет собой систему левосторонне кулисно расположенных протяженных, вертикальных и крутопадающих, разломов северо-восточного простирания, соединенных относительно короткими субмеридиональными перемычками. Большой частью разломы совмещены с прямолинейными отрезками долин рек. Вдоль них иногда наблюдаются крупные зоны милонитизации. На п-ове Тайгонос граница внешней и внутренней зон проводится по северо-западному краю Теланской грабен-синклинали (I). Она прослеживается по крупным флексурам (углы падения до 60° , азимуты падения юго-восточные), которые по простиранию нередко переходят в разломы с амплитудами смещения от 300-500 м до 2 - 2,5 км. К западу от залива Шелихова вдоль границы внешней и внутренней зон располагается Ямо-Тауйская система неотектонических впадин. Вдоль северного борта впадин иногда можно наблюдать рассланцевание и милонитизацию вулканитов, разгнейсование гранитоидов.

Относительно границы внешней и внутренней зон происходит резкая смена состава и мощности вулканических накоплений и петрохимических свойств интрузивных образований вулканогенного пояса, меняются типы структур вулканических полей (1, 2). Анализ геологических и геофизических данных свидетельствует о том, что границы и структуры складчатых систем мезозой, имеющие общее северо-западное простирание, как бы впритык подходят к границе внешней и внутренней зон вулканогенного пояса и близ неё обрываются.

Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса состоит из двух подзон: унаследованной и новообразованной. В бассейне р. Анадырь и на левобережье р. Пенжины граница подзон проходит по Анадырскому глубинному разлому (протяженность около 500 км). Юго-западнее р. Пенжины эту границу подзон образуют сравнительно короткие разломы с преимущественно кулисным левосторонним расположением друг относительно друга.

Унаследованная подзона имеет ширину 15-100 км. В строении её преобладают грабен-синклинали, в которых наблюдаются максимальные, известные в пределах Охотско-

Чукотского пояса, мощности (до 7,5 км) вулканических накоплений; это преимущественно туфы, а также лавы высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов. Выходы интрузивных образований на дневной поверхности незначительны. В относительно редких поднятиях устанавливается, что верхнеюрские - неокомовые образования здесь сложены преимущественно вулканитами, подвергшимися сильным зеленокаменным изменениям. От более молодых (альбских) вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса они обычно отделены вулканогенно-осадочной молассой (конец неокома - начало альба), содержащей гальки гранитоидов и прослой углей.

Новообразованная подзона имеет ширину 15-70 км, сложена также преимущественно туфами и лавами высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, мощность которых однако в 1,5 - 2 раза меньше чем в унаследованной подзоне. Здесь широко распространены крупные гранитоидные массивы, слагающие ядра магматогенных поднятий. Верхнеюрские-неокомовые отложения в пределах новообразованной подзоны представлены преимущественно вулканомиктовыми, реже осадочно-вулканогенными породами, претерпевшими сильные зеленокаменные изменения ("зеленые туфы"). Между ними и альбскими вулканитами Охотско-Чукотского пояса, как и в унаследованной подзоне, отмечаются молассы.

Тайгоноская андезитовая геосинклиналь (структура основания внутренней зоны вулканогенного пояса) представляла собой зону длительного развития (поздний палеозой - неоком) вулканизма островодужного типа. Заложение её происходило неодновременно: на п-ве Тайгонос, по-видимому, в позднем палеозое, а на п-ве Кони - в норийский век. В обоих районах вулканогенные серии подстигаются существенно алевролитовыми обычно известковистыми толщами. Такой же характер имеют и верхнепермские отложения, обнажающиеся в бассейне р. Пенжины в тектонических блоках вдоль границы внешней и внутренней зон вулканогенного пояса.

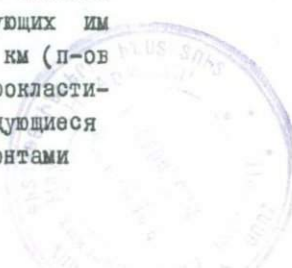
В норийском веке - начале лейаса Тайгоноская андезитовая геосинклиналь, очевидно, уже полностью сформировалась и занимала всю территорию современной внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. Таким образом, можно полагать, что она представляла собой дугообразную структуру, обращенную выпуклостью на юго-

восток, имела протяженность около 2000 км и ширину от 30 до 120 км.

Северо-западная граница Тайгоносской андезитовой геосинклинали, по-видимому, точно или очень близко совпадала с наблюдаемой в современной структуре границей внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Её юго-восточной границей, вероятно, являлась Орловско-Каменская зона глубинных разломов. Северо-восточнее Пенжинской губы это можно лишь предполагать на основании анализа геофизических материалов. На полуостровах же Елистратова и Тайгонос юго-восточная граница андезитовой геосинклинали прослеживается непосредственно на дневной поверхности.

В северо-западной части п-ова Елистратова обнажена мощная толща позднеюрских - раннемеловых туфобрекчий, туфов и лав андезито-базальтов (2,5 - 3 км), перекрытых раннеальбскими вулканогенно-осадочными угленосными отложениями. Эти образования слагают грабен-синклиналиную структуру, которая по зоне сближенных вертикальных и крутопадающих (на северо-запад) разрывных нарушений северо-восточного простирания граничит с условно протерозойскими и палеозойскими, а также позднеюрскими кремнисто-вулканогенными образованиями, прорванными крупными интрузиями гипербазитов и габбро (наблюдения автора, 1980 г.). На юго-восточных мысах п-ова Тайгонос (в нижнем течении р.Кенгевеем) зона разломов (вертикальных и крутопадающих) северо-восточного простирания отделяет глубокометаморфизованные протерозойские (?) образования с заключенными в них гипербазитами и габбро от обнажающихся северо-западнее позднемезозойских гранитоидов, внедрившихся в визейские и условно позднепалеозойские существенно вулканогенные (андезитовые) толщи (наблюдения автора, 1977 г.).

В истории вулканизма Тайгоносской андезитовой геосинклинали четко намечаются две стадии: позднепалеозойская - средне-мезозойская (доволжская) и позднемезозойская (волжско-неокомовая). Максимальная мощность вулканогенных и сопутствующих им образований ранней стадии развития достигает 7 - 7,5 км (п-ов Тайгонос). Это преимущественно стратифицированные пирокластические накопления основного и среднего состава, чередующиеся с лавами и относительно небольшими по мощности горизонтами



морских вулканогенно-осадочных пород. Среди вулканитов преобладающим петрохимическим типом является высокоглиноземистый базальт нормальной щелочности. Часто встречаются тефроиды, обычно при смене (в латеральном и вертикальном направлениях) вулканических отложений осадочными. Все породы имеют преимущественно зелено-серый цвет. В собственно вулканических накоплениях содержатся горизонты и участки пятнистых фиолетово-зеленых, реже, зелено-бурых, очень редко - буровато-красных пород. Сильно окремненные, обычно тонкослоистые пепловые туфы часто имеют голубовато-зеленый цвет.

С поздней юры (в основном, вероятно, с волжского века) произошло резкое сокращение зоны активного вулканизма Тайгоносской андезитовой геосинклинали: она располагалась теперь главным образом в пределах будущей унаследованной подзоны Охотско-Чукотского пояса. Для позднемезозойских образований (в пределах унаследованной подзоны) характерны в целом такие же парагенезисы пород и региональные метаморфические изменения, что и для триасово-юрских. В разрезах вулканогенных толщ (мощностью 3-5 км) преобладают также высокоглиноземистые базальты натрового типа, среди которых, однако, значительно увеличивается количество субщелочных разновидностей. Кроме того, в разрезах поздне-мезозойских вулканических ассоциаций постоянно присутствуют вулканиты кислого и умеренно кислого состава, иногда слагающие отдельные стратиграфические подразделения.

По-видимому, с баррема в Тайгоносской андезитовой геосинклинали началось внедрение диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, вызвавшее заметное ослабление вулканической деятельности. В апте и начале альба её структуры подвергаются глубокому размыву, продукты которого слагают толщи морских и континентальных моласс.

Образовавшиеся в процессе развития Тайгоносской андезитовой геосинклинали структуры изучены ещё слабо. В целом же она представляет собой простую, по-видимому, асимметричную синклиналь, разбитую на блоки многочисленными разрывными нарушениями, близ которых местами наблюдаются интенсивные приразломные деформации.

Поперечная зональность и структуры основания внешней и фланговых зон вулканогенного пояса. Внешняя и фланговые зоны Охотско-Чукотского пояса обладают определенным структурно-петрологическим сходством (см. рис. 2), однако общее тектоническое положение их существенно различно, поэтому удобнее характеризовать их раздельно.

Внешняя зона. Поперечная (секторная) зональность внешней зоны Охотско-Чукотского пояса связана с неоднородным характером строения структур её основания. Как видно из рис. 1, Охотскому сектору отвечает часть внешней зоны, наложенная на мезозойды Яно-Кольмской системы. Основанием Пенжинского сектора служат Омолонский массив и мезозойды Гижигинской зоны (на схеме показана в составе Яно-Кольмской системы), Анадырского - эвгеосинклинальные структуры Алазейско-Олойской системы, Центрально-Чукотского - миогеосинклинальные структуры Чукотской системы.

Секторы различаются по формационному составу и строению разрезов вулканогенных образований, по количеству и размерам гранитоидных массивов, а также по особенностям структур вулканических полей. Границы между секторами проявлены не столь четко, как между внешней и внутренней зонами вулканогенного пояса. Обычно смена формационного состава, типа разрезов и структурных признаков происходит постепенно с взаимопереходами по простиранию порой до 10-15 км шириной. Замечательно, что различия между секторами не связаны однотипной зависимостью с характером структур основания.

Так, в Анадырском секторе, имеющем в основании эвгеосинклинальные структуры Алазейско-Олойской системы, вулканические накопления ранней стадии развития сложены почти исключительно высокоглиноземистыми базальтами, андезито-базальтами и андезитами. В Охотском и Центрально-Чукотском секторах * основание внешней зоны сложено структурами миогеосинклинальных систем. Однако в первом из них нижняя часть разреза (~ 65% общего объема) сложена продуктами андезитового вулканизма, а верхняя - кислого; характерна общая гомодромная тенденция развития вул-

* Как и в Анадырском секторе, приводятся сведения о составе вулканических накоплений ранней стадии развития.

канических процессов. Во втором же (Центрально-Чукотском) - вулканизм развивался по антидромному типу; около 90% объема вулканитов является продуктами кислого вулканизма. Пенжинский сектор ^ж, где структуры основания слагают Омолонский массив и Гижигинская зона мезозойд, характеризуется такой же последовательностью смены состава вулканических накоплений, как и Охотский, но доля продуктов кислого вулканизма здесь выше.

Максимальная мощность вулканических накоплений в крупных длительно развивавшихся отрицательных структурах внешней зоны, по-видимому, не превышает 3,5 - 4 км.

Гранитоидные массивы наиболее широко распространены в Охотском секторе; в Пенжинском и Анадырском секторах количество и размеры их значительно меньше; в Центрально-Чукотском - сколько-нибудь крупные массивы гранитоидов, внедрившиеся в вулканогенные покровы Охотско-Чукотского пояса, не известны.

В Центрально-Чукотском и Анадырском секторах получили развитие преимущественно вулканоструктуры оседания, а в Охотском - сложные длительно развивавшиеся интрузивно-эффузивные кольцевые структурные комплексы. В разных частях внешней зоны Пенжинского сектора преобладает тот или другой тип структур.

Фланговые зоны, Восточно-Чукотская и Западно-Охотская не обладают продольной зональностью, свойственной главной, дугообразной, части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, и в современной структуре представляют собой районы его естественного окончания (затухания). Они наложены на дорифейские срединные массивы и отчасти на смежные с ними структуры мезозойд. Общая пространственная ориентировка фланговых зон совпадает с глубинными разломами, разделяющими основные тектонические элементы их основания. Последовательность смены продуктов вулканической деятельности в течение ранней стадии развития в общем здесь была такой же как в Охотском и Пенжинском секторах внешней зоны, однако в Западно-Охотской зоне продукты кислого вулканизма получили заметно большее развитие, чем в Восточно-Чукотской. По распространенности гранитоидных массивов и типам структур вулканических полей Восточно-Чукотская

^ж Как и в Анадырском секторе, приводятся сведения о составе вулканических накоплений ранней стадии развития.

зона сходна с Пенжинским сектором. В пределах Западно-Охотской зоны гранитоиды распространены крайне неравномерно; в районах, где количество их незначительно, преобладают структурные формы, характерные для внешней зоны Центрально-Чукотского сектора.

ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Магматические формации вулканогенного пояса. Формационный анализ изверженных горных пород Охотско-Чукотского пояса проведен в соответствии с общими принципами выделения геологических формаций Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова (16, 13), развитыми применительно к магматическим образованиям Ю.А.Кузнецовым (6).

Вулканогенные формации. В строении Охотско-Чукотского пояса достаточно четко выделяются естественные сообщества вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований, обладающие характерными петрографическими признаками. Такие геологически достаточно четко обособленные парагенетические ассоциации существенно вулканических пород именуется формациями с определением, отвечающим составу одной или двух характерных пород. По

составу и условиям образования вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса могут быть объединены в четыре группы: базальтовые формации (Б); андезитовые формации (А); игнимбритовые формации (Л); контрастные формации (Л-Б, Л-А). Каждая из групп состоит из двух или более петрографических типов формаций.

В группе базальтовых формаций выделяются: формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (B_1) и базальт-трахибазальтовая формация (B_2). Среди андезитовых формаций также различаются два типа: формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов (A_1) и формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (A_2). В некоторых районах вулканогенного пояса показаны андезитовая формация без уточнения её петрографического типа, а также базальтовая и андезитовая формации неразделенные.

В составе игнимбритовых формаций могут быть выделены: липарит-андезито-дацитовая (L_1), липарит-дацитовая (L_2), липарито-

вая (L_3), липарит-трахитовая (L_4). Два главных петрографических типа различаются среди контрастных формаций: липарит (трахилипарит) - базальтовая ($L-B$) и липарит - андезит-базальтовая ($L-A$).

Таблица I даёт представление об объемах вулканогенных формаций в основных тектонических подразделениях Охотско-Чукотского пояса.

Из анализа таблицы I, схемы возрастной и стратиграфической корреляции вулканогенных формаций и карты могут быть выведены некоторые закономерности. Во-первых, с определенной долей условности можно различать формации больших (> 100 тыс. км³), средних (30-100 тыс. км³) и малых (< 30 тыс. км³) объемов. В этом случае к первым из них относятся формации B_1 , A_1 , L_1 , L_2 , $L-A$; ко вторым - A_2 , L_3 ; к третьим - B_2 , L_4 , $L-B$. Формации больших объемов в общем занимают нижнюю часть разреза, а малых - верхнюю; соответственно формации средних объемов в большинстве случаев приурочены к средней части разреза вулканических накоплений.

Особенности распространения формаций больших объемов в целом определяются общей тектонической зональностью вулканогенного пояса. Так, формация высокоглиноземистых базальтов и андезит-базальтов (B_1) приурочена почти исключительно к внутренней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов. Возможно, она имеется и во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора (ниже вулканитов чаунской серии). Во внешней зоне эта формация известна лишь в пределах Анадырского сектора.

Формацией амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезит-базальтов (A_1) начинаются разрезы вулканических накоплений во внешней зоне Охотского и, по-видимому, Пенжинского сектора, а также во фланговых зонах. Выше неё во внешней зоне обычно следует липарит-дацитовая формация (L_2). Во фланговых зонах в соизмеримых с липарит-дацитовой формацией объемах распространена контрастная липарит - андезит-базальтовая формация ($L-A$). В отличие от этих районов разрез вулканитов внешней зоны Центрально-Чукотского сектора начинается липарит - андезит-дацитовой формацией (L_1).

На заключительной стадии вулканической деятельности образовались базальт - трахибазальтовая формация (B_2) во внутрен-

Т а б л и ц а I

Количественная (в тыс. км³) характеристика
вулканогенных формаций Охотско-Чукотского
пояса

Группы формаций	Типы формаций (индексы)	З о н ы			Всего
		Внутренняя	Внешняя	Фланговые	
Базальтовая	Б _I	335	20	-	355
	Б ₂	14,1	-	7	21,1
Андезито- вая	А _I [*]	20	150	168	338
	А ₂	-	28	8	36
Игнимбри- товая	Л _I	39	74	-	113
	Л ₂	-	45	61	106
	Л ₃	13,5	14	10	37,5
	Л ₄	-	-	6	6
Контраст- ная	Л-Б	-	12	-	12
	Л-А	4	23	73	100

* Включены объемы пород андезитовой формации неустановленного петрографического типа и неразделенных андезитовой и базальтовой формаций.

ней (Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский сектора) и фланговых зонах, липарит (трахилипарит)-базальтовая (Л-Б) формация во внешней зоне Охотского сектора, а также липарит-трахитовая (Л₄) - во фланговых зонах. Свообразно положение липарит-андезито-базальтовой формации (Л-А): во фланговых зонах её образование приходится на раннюю стадию развития; во внешней зоне Пенжинского и Анадырского секторов она завершает разрез вулка-

нических накоплений и в зависимости от особенностей структурного положения тяготеет то к образованиям ранней, то поздней стадии. В целом такая же двойственная позиция характерна для формаций двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (A_2) и липаритовой (L_2).

Базальтовые формации (Б). Формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (B_1) сложена преимущественно плохо сортированными пирокластическими образованиями. Лавы играют подчиненную роль, и появление их в разрезах формации не имеет какой-либо общей закономерности; преобладание лав наблюдается лишь в отдельных линейных и изометричных отрицательных вулканоструктурах. Иногда в пирокластических накоплениях отмечается грубая ритмичная слоистость. С ними нередко ассоциируют континентальные вулканогенно-осадочные отложения: туфоконгломераты, туффиты, туфопесчаники, туфоалеволииты и аргиллиты. На п-ове Тайгонос и в Пенжинском секторе они приурочены к нижней, а западнее п-ова Пьягина и в Анадырском секторе — преимущественно к средней части разреза. В пирокластических и вулканогенно-осадочных отложениях обычно содержится большое количество даек и пластовых залежей порфирировых пород основного состава.

И пирокластические породы, и лавы имеют преимущественно базальтовый состав. Андезито-базальты распространены повсеместно. Но, по-видимому, только во внутренней зоне Анадырского сектора и на п-ове Тайгонос они присутствуют в соизмеримых с базальтами количествах. Андезиты и туфы дацитового и липаритового состава не известны только во внешней зоне Анадырского сектора. На территории внутренней зоны они встречаются эпизодически и обычно без какой-либо закономерности. Лишь в Пенжинском секторе андезиты, туфобрекчии и туфы умеренно кислого и кислого состава систематически отмечаются в верхней половине разреза, а в самых верхах разреза (кубавеевская толща) постоянно встречаются небольшие линзовидные тела игнимбритов кислого состава.

Во внешней зоне Анадырского сектора как среди базальтов, так и андезито-базальтов преобладают оливинсодержащие разновидности; наряду с моноклинным пироксеном в них часто встречается ромбический. Состав зональных вкрапленников плагиоклаза колеблется от № 85 до № 55; в основной массе обычен лабрадор, иногда —

лабрадор-битовнит.

Во внутренней зоне Охотского и Пенжинского сектора преобладают базальты и андезито-базальты безоливинового типа; ромбический пироксен в них отмечается весьма редко. Количество моноклинного пироксена во вкрапленниках и в основной массе обычно не превышает 20-25%, а общее количество вкрапленников темных минералов лишь иногда достигает 10%. Преобладающими являются сериально-порфировые и олигофировые разности пород. В олигофировых и афировых базальтах плагиоклаз имеет состав лабрадора № 50-65. Однако в центральных частях зональных вкрапленников обычен битовнит. В базальтах, содержащих до 30% вкрапленников плагиоклаза, отмечается андезиновый состав лейст основной массы (№ 40-45 при $SiO_2 \approx 52\%$). В Охотском секторе оливинсодержащие базальты отмечаются в средней части пъягинской серии. В Пенжинском - базальты и андезито-базальты с оливином постоянно встречается лишь в верхней части формации, т.е. в той части разреза, где появляются андезиты и более кислые породы. Среди андезитов имеются дупироксеновые разности.

В Анадырском секторе оливинсодержащие, часто дупироксеновые базальты и андезито-базальты имеют более широкое распространение, чем в Охотском, и, судя по всему, встречаются по всему разрезу формации.

Вулканические наспления подверглись региональной пропилитизации средне- и низкотемпературного типа. Во внутренней зоне интенсивность изменений, как правило, значительно выше, чем во внешней. Обычно более сильно изменены базальты и андезито-базальты.

Базальт-трахибазальтовая формация (B_2) отличается от ранее охарактеризованной повсеместным резким преобладанием лав над пирокластическими породами. Преимущественным распространением пользуются базальты, а среди последних оливиновые и оливинсодержащие разности. В базальтах Центрально-Чукотского сектора отмечается анальцит, Анадырского - титан-авгит и иногда анальцит. Почти во всех базальтах в основной массе присутствуют щелочные полевые шпаты; нередко встречаются разности с повышенным содержанием калия. По общим особенностям химизма половина базальтов относится к субщелочному типу. По-видимому, значительная часть лав этой формации, именуемых обычно базальтами, в действительности являются трахибазальтами.

В бассейнах рр. Энмываам и Пенжины, на северо-восточном и юго-западном флангах Анадырского глубинного разлома, к которому как раз и приурочены наиболее крупные базальтовые поля, в разрезах формации постоянно отмечаются андезиты-базальты, андезиты, дациты и трахидациты. В Центрально-Чукотском секторе подавляющая часть пород среднего и умеренно кислого состава составляет субвулканические интрузии. На остальной же территории с базальтами ассоциируют небольшие по мощности и площади распространения тела игнимбритов кислого и умеренно кислого состава, лавы и туфы трахитов.

В составе формации установлено довольно большое количество субвулканических тел (штоки, дайки, купола, пластовые залежи), среди которых имеются петрографические аналоги почти всех излившихся и пирокластических пород; в Центрально-Чукотском секторе известны также криваниты.

Кайнотипный облик вулканогенных образований - один из характерных признаков формации.

А н д е з и т о в ы е ф о р м а ц и и (А). Формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезиты-базальтов (А₁) состоит преимущественно из туфов и лав андезитов и андезиты-базальтов; довольно широким распространением пользуются андезиты-дациты и дациты, реже встречаются липариты, кварцевые латиты, базальты и их туфы.

Пирокластические образования составляют до 65% общего объема вулканических накоплений. Это преимущественно средне- и мелкообломочные туфы, реже туфобрекчи и агломератовые туфы, а также игнимбриты и ксеноигнимбриты умеренно кислого и кислого состава. Последние обычно слагают быстро выклинивающиеся линзовидные тела до нескольких десятков метров мощностью. С пирокластическими накоплениями ассоциируют континентальные вулканогенно-осадочные, часто угленосные отложения.

Среди андезитов различаются три главных типа: роговообманковый, пироксеновый и роговообманково-пироксеновый, встречающиеся примерно в равных количествах. Пироксен обычно моноклинический; двухпироксеновые андезиты сравнительно редки. Андезиты-базальты в большинстве своем относятся к пироксеновому типу; в андезиты-дацитах появляется биотит.

В строении формации иногда существенную роль играют субвулканические тела (преимущественно дайки, штоки, купола, реже пластовые залежи) с порфировой структурой и нередко с микрозернистой основной массой. Размеры выходов субвулканических тел колеблются в широких пределах, иногда площадь их достигает нескольких десятков квадратных километров. Преобладают роговообманковые андезиты, андезито-базальты и диоритовые порфириты, но в целом среди субвулканических интрузий известны петрографические аналоги всех излившихся и пирокластических образований формации.

Породы формации претерпели порой значительные поствулканические изменения пропилютового типа, что довольно отчетливо проявилось в характере их окраски: преобладающая часть пород имеет зелено-серый цвет, участками они приобретают голубоватый, желтый и бурый оттенок.

Формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (А₂) отличается достаточно устойчивыми особенностями строения и петрографии в разных районах вулканогенного пояса. В составе формации резко преобладают лавы андезито-базальтов и андезитов, из которых более 50% относится к двупироксеновому (авгит-гиперстеновому) типу. Лавовые потоки лежат платообразно и прослеживаются на значительные расстояния. В разрезах формации постоянно присутствуют безоливиновые (обычно двупироксеновые), реже оливинсодержащие базальты, а также амфибол-пироксеновые андезиты и дациты; встречаются туфы и игнимбриты кислого и умеренно кислого состава. В Ульяновском прогибе в составе формации отмечаются латиты и трахиандезиты. Количество пирокластического материала не превышает 20-30% объема формации; примерно 1% его приходится на породы кислого состава.

В Анадырском и Центрально-Чукотском секторах на ряде участков наблюдалось общее уменьшение основности вулканических накоплений снизу вверх по разрезу формации.

Субвулканические интрузии в составе формации относительно редки. Это в основном куполовидные тела, пластовые залежи и дайки липаритов, дацитов и андезито-дацитов, а также штоки, в поперечнике не превышающие первых сотен метров, микроаббро, порфировидных микродиоритов, диорит-порфиров, сиенито-диоритовых порфиритов и кварцевых монцонит-порфиров.

Преимущественно кайнотипный облик вулканогенных образований является одной из отличительных черт формации.

И г н и м б р и т о в ы е ф о р м а ц и и (Л). Липарит-андезито-дацитовая формация (Л₁) распространена только в Центрально-Чукотском секторе вулканогенного пояса. Среди естественных сообществ игнимбритов Охотско-Чукотского пояса эта формация является уникальным образованием. Грандиозен объем слагающих её вулканических накоплений: лишь в Пегтымельском вулканотектоническом прогибе сосредоточено около 40 тыс. км³ вулканитов, а объем только видимой части Пыкарваамской депрессии - одной из частных его структур - оценивается в 4 000 км³. Специфично строение формации: в Пегтымельском прогибе четко различаются продукты двух антидромных циклов вулканизма (см. карту и схему возрастной и стратиграфической корреляции) с предельными колебаниями содержания кремнекислоты от 77-78% до 60-61%.

В преобладающей части игнимбритов наблюдается довольно строгая зависимость между составом минеральных ассоциаций кристаллокластического материала и содержанием кремнекислоты. Так, например, в алькаквуньской свите преобладают лейкократовые разновидности липаритового состава с относительно небольшим количеством кристаллокластического материала (5-15%): плагиоклаз (от андезина № 40 в ядре до олигоклаз-альбита в кайме), кварц, санидин, биотит. В игнимбритах андезито-дацитового, дацитового и андезитового состава каленъмуваамской свиты количество кристаллокластического материала достигает 45-55%; для них довольно типична ассоциация моноклинного пироксена, гиперстена и биотита. Состав плагиоклазов меняется от № 30-45 в дацитах до № 45-55 в андезитах; в дацитах встречается кварц, изредка - санидин. В игнимбритах липаритового состава пыкарваамской свиты содержится 10-35% вкрапленников; это в основном андезин-олигоклаз, кварц, санидин, биотит и амфибол. Игнимбриты вороньинской свиты содержат от 25 до 55% кристаллокластического материала, характернейшими компонентами которого являются плагиоклазы (№ 30-50) и амфибол; постоянно присутствует биотит. В андезито-дацитах и дацитах в непостоянных количествах находится кварц; в дацитах иногда отмечается санидин; в андезитах, а также андезито-дацитах - моноклинный и ромбический пироксены.

Липарит-дацитовая формация (L_2) имеет сложное, быстро меняющееся в латеральных направлениях строение. Тем не менее в разрезах ряда структур четко устанавливается общая гомодромная последовательность изменения состава вулканических накоплений. Нижняя, всегда резко преобладающая по объему и площади распространения, часть формации характеризуется наиболее изменчивым строением. С преобладающими игнимбритами и туфами здесь постоянно ассоциируют потоки лав кислого и умеренно кислого состава, широким развитием пользуются вулканогенно-осадочные образования, на некоторых участках известны крупные экструзии дацитов, встречаются вулканы среднего состава. Породы подверглись низкотемпературной пропилитизации; они имеют большей частью светлую зеленовато-серую и белесую, реже буроватую, желтую и бледную окраску. Обычно пачки и линзы вулканогенно-осадочных и осадочных пород ассоциируют с ареалами развития мелкообломочных пирокластических накоплений и не имеют строго определенного стратиграфического положения.

В игнимбритах и туфах часто содержится большое количество обломков инородных пород, и в этих случаях они уже представляют собой соответственно ксеноигнимбриты и ксенотуфы. Среди туфов и игнимбритов наиболее характерны разности с незначительным количеством мелкого кристаллокластического материала (10-30% - андезин, олигоклаз, кварц, биотит, амфибол, пироксен, иногда анортотоклаз); в игнимбритах часто наблюдаются многочисленные включения фиааме. Четкой зависимости между составом кристаллокластического материала и общим содержанием кремнекислоты в породе здесь не устанавливается.

В составе характеризуемой части формации постоянно отмечаются секущие тела (штоки, дайки) и пластовые интрузии эксплозивных брекчий, игнимбритов и массивных лав обычно кислого и умеренно кислого состава. Часть их, несомненно, относится к жерловинам.

Верхняя часть формации сложена преимущественно игнимбритами кислого состава, в которых средне- и крупнозернистый кристаллокластический материал составляет 30-50%; это - олигоклаз, кварц, санидин, биотит, реже амфибол, иногда пироксен. Различаются два главных типа игнимбритов: массивные, почти лишенные туфовых прослоев, и дробно стратифицированные пестро окрашен-

ные, содержащие горизонты несваренных пепловых туфов. Обычно как те, так и другие заполняют изометричные вулканоструктуры оседания. Но в большинстве случаев накопления первого типа слагают структуры более крупные (до 25-30 км в поперечнике) и более чётко выраженные. На заключительной стадии развития этих структур иногда происходило внедрение вязкой липаритовой магмы, образовавшей крупные штоки и дайки (протяженность последних порой достигает 20 км), а также куполовидные тела, которые нередко имеют непосредственную связь с быстро выклинивающимися линзовидными в поперечном сечении экструзиями.

Липаритовая формация (L_3) - это ассоциация вулканических накоплений, состоящих почти исключительно из пород (главным образом игнимбритов и туфов) липаритового и липарито-дацитового состава, пространственно достаточно чётко обособленная от других типов естественных сообществ вулканогенных пород. Эта формация известна как во внешней, так и во внутренней зонах. Наибольшим разнообразием пород отличается липаритовая формация во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора, в которой наряду с резко преобладающими липаритами постоянно присутствуют дациты, трахидациты и трахиты. Липариты характеризуются несколько повышенной общей щелочностью. Среди остальных же типов пород чётко различаются две группы: с умеренным содержанием щелочных металлов (как в липарит-дацитовой формации) и с заметно повышенным.

Липаритовая формация обычно сложена богатыми кристаллокластическим материалом игнимбритами кислого состава, что делает её подчас неотличимой от вулканических накоплений, завершавших разрез липарит-дацитовой формации. Субвулканические образования обеих формаций сходны между собой.

Липарит-трахитовая формация (L_4) выделяется только во флаговых зонах вулканогенного пояса. В Ульяновском прогибе формация сложена преимущественно игнимбритами; туфы и вулканогенно-осадочные образования встречаются редко. Игнимбриты в разной степени сварены, а количество кристаллокластического материала в них колеблется в широких пределах - от 5 до 50%. Состав игнимбритов меняется от липаритового несколько повышенной щелочности до трахитового. Содержание кремнекислоты в них колеблется от 73,5 до 60%, но состав кристаллокластического материала меняет-

ся незначительно: в липаритах - это олигоклаз - андезин, кварц, биотит, изредка калинатровые полевые шпаты и амфибол; в трахитах - олигоклаз - альбит и олигоклаз, санидин, кварц, биотит, иногда амфибол и пироксен. Обычно в нижней части формации преобладают породы липаритового, а в верхней - трахитового состава, то есть в общем наблюдается антидромная последовательность.

Контрастные формации. К контрастным формациям отнесены естественные сообщества вулканических пород, резко различающихся по составу (обычно без промежуточных типов) и условиям образования, но близких по возрасту или одновозрастных, пространственно или структурно тесно взаимосвязанных между собой. Выделяемые два типа формаций - липарит (трахилипарит) - базальтовая (Л-Б) и липарит - андезито-базальтовая (Л-А) - в генетическом отношении, по-видимому, существенно различны. В то же время между ними иногда устанавливается явное морфологическое (структурное) сходство и в каждой из формаций намечаются два одинаковых подтипа. Первый наиболее четко проявлен в связи с изометричными отрицательными вулканооструктурами и характеризуется антидромной последовательностью вулканических накоплений. Второй отличается сложным чередованием и латеральными замещениями вулканитов разного состава; строго определенного структурного выражения он не имеет. Количественные соотношения вулканических накоплений кислого и основного состава в характеризующих контрастных формациях Охотско-Чукотского пояса колеблются от 1 : 3 до 3 : 1.

Липарит (трахилипарит) - базальтовая формация (Л-Б) наиболее типично выражена в юго-западной части внешней зоны Охотского сектора. В изометричных вулканооструктурах оседания нижние члены разреза формации сложены игнимбритами и туфами, витрофитами, реже лавами липаритов, трахилипаритов, липарито-дацитов, дацитов и трахитов, среди которых постоянно отмечаются линзовидные тела сложно переслаивающихся между собой пепловых туфов, туфопесчаников и алевролитов, иногда углистых. Эти толщи имеют яркую светлую окраску. В латеральном и вертикальном направлении строение их быстро меняется. В породах липаритового состава вкрапленники и кристаллокластический материал состоят главным образом из кварца, плагиоклаза (андезин-альбит) и биотита; почти всегда, но в разных количествах отмечается

санидин, реже - амфибол, ромбический и моноклинный пироксены, очень редко - фаялит. В трахитах постоянно находится санидин примерно в равных с плагиоклазом (олигоклаз-альбит) количествах, относительно понижены содержания кварца. В общем, количество кристаллокластического материала колеблется в пределах 5-35%. Весьма характерны разности пород, бедные вкрапленниками и содержащие обилие включений фиааме. Верхняя часть формации сложена преимущественно оливин-авгитовыми, реже двупироксеновыми базальтами, совместно с которыми отмечаются андезито-базальты. По внешнему облику эти образования подобны ранее охарактеризованной базальт - трахибазальтовой формации. С нею их сближает и сравнительно высокое количество пород субщелочного типа: 34-35% от общего числа проанализированных образцов. Однако ни в мыгдыкитской, ни в хакаринской свите анальцим, титан-авгит и щелочной полевой шпат в основной массе не наблюдались.

Примером липарит (трахилипарит) - базальтовой формации со сложным характером последовательности вулканических накоплений является мыгдыкитская свита Янского вулканического поля.

Субвулканические интрузии, связанные с развитием этой формации, не многочисленны, но довольно разнообразны по составу. Часть их, особенно серии базальтовых даек, является подводными каналами лавовых потоков. Другие же внедрились, по-видимому, вслед за формированием вулканогенных толщ. Это дайки, штоки и купола липаритов, обсидианов, линдэитов, а также андезито-базальтов, долеритов, монзонитов и габбро-диоритов.

Липарит - андезито-базальтовая формация (Л-А). Ассоциация пород кислого и отчасти умеренно кислого состава рассматриваемой формации весьма сходна с охарактеризованной ранее липарит-дацитовой формацией. К этому следует лишь добавить, что в Пенжинском и Центрально-Чукотском секторах в резко подчиненном количестве, но постоянно отмечаются породы трахилипаритового состава. Среди андезито-базальтов, базальтов и андезитов преобладающим развитием пользуются лавы двупироксенового типа, т.е. породы, наиболее характерные для формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов. С вулканическими накоплениями формации ассоциируют субвулканические интрузии (преимущественно штоки долеритов, андезито-базальтов, андезитов, дацитов, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, кварцевых латитов и

липаритов), внедрение которых происходило в гомодромной последовательности. Геологические соотношения свидетельствуют, что эти тела моложе стратифицированных накоплений и, по-видимому, связаны с заключительной стадией вулканической деятельности.

Плутогенные формации. На Первом Северо-Восточном петрографическом совещании (Магадан, 1968) была выработана "Корреляционная схема магматических образований" (3), согласно которой в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяется одиннадцать комплексов интрузивных пород, девять из которых сложены полностью или преимущественно гранитоидами, а два - гипербазитами. Эта сводка, а также результаты личных наблюдений легли в основу предлагаемой нами схемы, согласно которой гранитоидные комплексы Охотско-Чукотского пояса делятся на три формации: т о н а л и т - д и о р и т о в у ю (Т) - мургалский, тайгоносский, охотский комплексы ^ж; г р а н о д и о р и т - г р а н и т н у ю (Г) - охотский, PROVIDENSKIY, канчаланский комплексы ^ж; с и е н и т о - д и о р и т - щ е л о ч н о - г р а н и т н у ю (С) - кавралянский, сеймканский, урацкий, линлинейский, канчаланский комплексы ^ж. Первые две формации включают подавляющее большинство гранитоидных массивов, принадлежащих охотскому комплексу в том широком понимании, которое придавал ему Е.К.Устиев (10).

К тоналит - диоритовой формации отнесены массивы, обнажающиеся преимущественно во внутренней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов. Гранодиорит-гранитная формация распространена во внешней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов и во фланговых зонах вулканогенного пояса. Характерно, что на территорию Центрально-Чукотского сектора ни та, ни другая формация совершенно не распространяется.

Нижняя возрастная граница интрузивных массивов обеих формаций устанавливается по систематически наблюдаемым активным контактам с вулканиками позднеальбского возраста. Более сложным является вопрос о их верхней возрастной границе. Ряд геологических особенностей позволяет считать, что становление массивов гранодиорит-гранитной формации происходило в интервал времени, отвечающий образованию липарит - дацитовой (Д₂),

^ж Названия комплексов по "Корреляционной схеме..." (3).

липарит - андезито-базальтовой (Л-А) и липаритовой (А₂) формаций и, по-видимому, закончилось к моменту накопления базальт - трахибазальтовой (Б₂), липарит (трахилипарит) - базальтовой (Л-Б) формаций. Верхняя возрастная граница гранодиорит - гранитной формации, по-видимому, не изокронна, но интервалы колебания её весьма невелики. Вероятно, этим же диапазоном времени следует датировать и становление в большинстве массивов тоналит - диоритовой формации.

В сиенито-диорит - щелочногранитную формацию входят более разнородные интрузивные тела и комплексы, чем в каждую из первых двух формаций. К ней отнесены мелкие и средних размеров массивы, характеризующиеся обычно повышенной щелочностью и в ряде случаев имеющие интрузивные контакты как с базальтами, завершающими разрез вулканогенного пояса (внутренняя зона Анадырского сектора), так и с массивами гранодиорит-гранитной и тоналит-диоритовой формаций.

В целом эта формация более молодая, чем обе ранее охарактеризованные, но точно возраст её пока не определен. Вполне вероятно, что в некоторых случаях заключительные фазы гранодиорит - гранитной и тоналит - диоритовой формаций, с одной стороны, и ранние фазы сиенито-диорит-щелочногранитной формации - с другой, по времени совпадали.

Площади, занятые выходами массивов сиенито-диорит - щелочногранитной формации, несравненно меньше, чем первых двух формаций, но ареалы её развития шире. Они охватывают внутреннюю, внешнюю и фланговые зоны вулканогенного пояса; отдельные массивы этой формации известны в южной части внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора, хотя на остальной его территории их также нет.

Т о н а л и т - д и о р и т о в а я ф о р м а ц и я (Т). Интрузивы этой формации наиболее широко распространены в пределах Охотского сектора внутренней зоны вулканогенного пояса. Подавляющая часть массивов обнажается в магматогенных поднятиях. Они образуют достаточно отчетливо выраженные линейные ряды, подчиненные общему простиранию вулканогенного пояса; иногда расположены кулисно друг относительно друга. Интрузивы достигают значительных размеров: Ворожейский (65 x 30 км),

Ичигемский (110 x 15 км), Восточно-Тайгоносский (210 ? x 25 км), Среднинский (60 x 35 км), Магаданский (55 x 40 ? км).

В строении, как правило, многофазных плутонов формации устанавливается следующий ряд пород (от древних к молодым): габбро и габбро-диориты - диориты - кварцевые диориты - тоналиты - плагиограниты и граниты - лейкократовые граниты. Преобладающим развитием (около 80% площади массивов) пользуются тоналиты и кварцевые диориты. В северо-западной части Восточно-Тайгоносского и в Магаданском массиве часто встречаются гранодиориты и граниты, что связано с некоторым относительным увеличением содержания калия. Кроме того, в Магаданском интрузиве наблюдается уменьшение количества кварцевых диоритов, диоритов и тоналитов, обусловленное появлением здесь уже отмеченных гранитов и гранодиоритов. Одновременно в расположенном рядом Челомджа-Ямском поднятии (внешняя зона, гранодиорит - гранитная формация) относительно широко развиты гранодиориты и кварцевые диориты. Таким образом, между гранодиорит - гранитной и тоналит - диоритовой формациями, по-видимому, могут иметь место постепенные латеральные переходы.

Г р а н о д и о р и т - г р а н и т н а я ф о р м а ц и я (Г) пользуется наиболее широким распространением в прибрежных районах Охотского моря, между р.Найхан на северо-востоке и р. Кухтуй на западе. Выходы гранитоидов часто имеют здесь площадной характер и составляют более 30% дневной поверхности. Здесь находятся и самые крупные массивы, такие как Большой Найханский (75 x 30 км), Туманский (90 x 25 км), Верхне-Ямский (45 x 30 км), Ямский (75 x 30 км), Нижне-Ольский (65 x 25 км), Средне-Ямский (70 x 35 км), Средне-Кавинский (70 x 20 км), Верхне-Кавинский (60 x 25 км), Инский (75 x 37 км), Ульбериканский (70 x 10 км), Нют-Ульбейский (100 x 40 км). На современном эрозионном уровне вмещающими породами большинства интрузивов являются вулканогенные образования.

Структурное положение массивов многообразно. Часть из перечисленных выше интрузивов (Ямский, Нижне-Ольский, Средне-Ямский, Средне-Кавинский) приурочены к Челомджа-Ямскому магматическому поднятию. Они вытянуты вдоль простирания этой структуры, на них сохранились обширные участки кровли вулканогенных пород, а в промежутках между крупными выходами интрузивных по-

род находится большое количество относительно мелких массивов аналогичного состава. Все это дает основание полагать, что здесь наблюдаемые на современном эрозионном уровне разобщенные интрузивы, возможно, являются частями более крупных плутонов (не исключено, что под всем магматогенным поднятием находится единый гранитоидный плутон).

Значительная часть интрузивов образует обрамления крупных отрицательных вулканоструктур. Одни из них имеют форму штоков, другие как бы вклинены между складчатым геосинклинальным комплексом и вулканическими накоплениями. Некоторые массивы слагают ядра купольных структур.

Наконец, многие интрузивы образуют четко выраженные поперечные к простиранию вулканогенного пояса ряды, выходящие далеко за его пределы в складчатые структуры мезозоид. Крупнейшими являются Наяхан-Коркодонский и Ульбейский ряды. Здесь массивы нередко имеют форму трещинных плутонов, но преобладают батолитоподобные тела.

В Анадырском секторе основная часть интрузивов формации обнажается в сводовой части Оконайт-Пеледонского магматогенного поднятия. Это Верхне-Еропольский (110 x 18 км), Верхне-Оконайтский (45 x 25 км), Нижне-Яблонский (35 x 18 км) и Пеледонский (15 x 12 км) массивы. Расстояние между выходами этих массивов составляет обычно 4-5 км, на них повсеместно отмечаются останцы кровли вулканических накоплений. Поэтому можно предполагать, что перечисленные массивы являются лишь относительно приподнятыми частями единого плутона, протяженность которого ориентировочно составляет 170-180 км.

Во внешней зоне Пенжинского сектора к гранодиорит - гранитной формации относятся Усть-Аянкинский (23 x 10 км) и Верхне-Тылхойский (35 x 15 км) массивы, а также большое количество относительно мелких (менее 10-15 км в поперечнике) интрузивов в бассейне верхнего течения р. Оклан.

Различные по размеру массивы гранодиорит-гранитной формации обнажаются в обрамлении Ульинского вулканотектонического прогиба. Вмещающими их породами являются вулканыты ульбериканской, реже амкинской свит. К числу наиболее крупных тел относятся Этанджинский (60 x 45 км) и Тукчинский (25 x 15 км) плутоны на юго-западном замыкании прогиба, Энканский (40 x 10? км)

и Надпорожный (18 x 12 км) на его юго-восточном крыле и Гырбынский (26 x 16 км) на северо-восточном замыкании. В пределах Восточно-Чукотского фланга характерные массивы формации - Провиденский (45 x 30 км), Эргувеевский (40 x 18 км) и др. - тяготеют к южной периферии вулканических полей.

Петрографический состав гранодиорит-гранитной формации в различных районах вулканогенного пояса достаточно постоянный. Это габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты (в том числе лейкократовые, иногда субщелочные разновидности), представляющие обычно последовательные интрузивные фазы формирования массивов. С габбро- и габбро-диоритами иногда ассоциируют монцониты; совместно с гранодиоритами постоянно встречаются кварцевые монцониты, иногда присутствуют тоналиты. Граниты нередко образуют самостоятельные тела больших размеров ($> 300 \text{ км}^2$), в них часто содержатся крупные (до 10 км^2) тела - ксенолиты практически всех пород более ранних интрузивных фаз.

Группы пород диориты-граниты, слагающие тоналит-диоритовую и гранодиорит-гранитную формации, имеют определенные петрографические различия, проявляющиеся прежде всего в количественных соотношениях полевых шпатов, в составе плагиоклазов и отчасти темноцветных минералов. Так, породы тоналит - диоритовой формации являются существенно плагиоклазовыми; в гранитах содержание калинатрового полевого шпата, за исключением самых поздних лейкократовых гранитов, обычно не превышает 10-15%. Плагиоклаз в них постоянно несколько более кислый, а биотит - менее железистый, чем в аналогичных по кремнекислотности породах гранодиорит-гранитной формации. Выявляются также определенные отличия и между габбро, распространенными во внешней и внутренней зонах. Габбро во внешней зоне (гранодиорит - гранитная формация), обычно лейкократовое, существенно амфиболовое, с постоянной примесью кварца, калинатрового полевого шпата и биотита. Во внутренней зоне это бескварцевое габбро, габбро-норит, часто оливиновое габбро.

С и е н и т о - д и о р и т - щ е л о ч н о г р а - н и т н а я ф о р м а ц и я (С), как отмечалось ранее, отличается значительными вариациями состава слагающих пород. В строении интрузивов формации участвуют габбро, габбро-диориты,

сиенито-диориты, диориты, кварцевые диориты, монцониты, кварцевые монцониты, гранодиориты, граниты (нормальные и щелочные), граносиениты, а также габбро-эссекситы, монцониты, кварцевые сиенито-диориты, сиениты и кварцевые сиениты. В конкретных районах парагенезисы пород, слагающих формацию, имеют некоторые различия.

В пределах Анадырского сектора (кавралянский комплекс) интрузивные массивы приурочены в основном к Анадырскому глубинному разлому и имеют форму линейных, по-видимому, трещинных тел (от 8 x 1,5 км до 40 x 10 км) и штоков (до 25 км в поперечнике). В составе комплекса различаются две группы интрузивов. К первой, главной и несколько более ранней, относятся многофазные массивы, сложенные мелкозернистыми габбро-диоритами, сиенито-диоритами и диоритами, иногда монцонитами (первая фаза), среднезернистыми порфировидными гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами (главная фаза), порфировидными гранитами и гранит-порфирами (третья фаза). Эти массивы прорывают липаритовую формацию (L_3); их соотношения с базальт-трахибазальтовой формацией (B_2) не известны. Ко второй группе относятся штоки (до 8 км в поперечнике) лейкократовых порфировидных кварцевых сиенитов и граносиенит-порфиров, прорывающие базальт-трахибазальтовую формацию (B_2).

Многочисленны интрузивы сиенито-диорит - щелочногранитной формации в Охотском секторе - это тела небольших размеров (десятки - первые сотни квадратных километров), в основном штокообразной, иногда линейной (трещинной) формы. Они нередко имеют активные контакты с массивами тоналит-диоритовой и гранодиорит-гранитной формаций; сложены габброидами, сиенито-диоритами, диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, гранодиоритами, граносиенитами (нередко с арфведсонитом) и щелочными гранитами; кристаллизация пород происходила в гомодромной последовательности. В Западно-Охотской фланговой зоне в составе интрузивов формации присутствуют габбро-эссекситы и сиениты, а диориты и кварцевые диориты не характерны.

Гипербазиты, известные в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны, выделены в матачингайский (серпентиниты, перидотиты) и эргувеемский (перидотиты, серпентиниты, габбро, габбро-диабазы, габбро-порфириды) комплексы (10). Первый из них рас-

пространен лишь в районе залива Креста. Выходы ультраосновных пород размером от 0,5 x 1 км до 1 x 3 км вытянуты в северо-северо-западном направлении и, по-видимому, приурочены к единой зоне разломов. Соотношения их с породами формации амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов (A_1) не вполне ясны. Раннемеловой возраст принят условно.

Тела эргувеевского комплекса обнажаются на довольно обширной территории к востоку от залива Креста. Они имеют форму штоков (до 1 км² площадью) и даек, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Гипербазиты встречены среди образований формации амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов. Они имеют крутые четко выраженные секущие контакты, и во вмещающих породах вокруг них наблюдаются ореолы биотитизации. Габброиды встречаются чаще среди образований липарито-дацитово-иформации (L_2). На этом основании комплекс в целом относится к позднему мелу.

Среди вулканических полей Охотско-Чукотского пояса гипербазиты подобного типа нигде больше не встречены. Относительно их природы можно высказать лишь предположение, что внедрялись они вследствие дробления кристаллического фундамента Эскимосского массива, вызванного, вероятно, теми общими глубинными процессами, которые охватили в позднем мелу всю западную часть Тихоокеанского сегмента планеты.

Структуры вулканических полей. Систематическое изучение Охотско-Чукотского пояса показало, что вулканы, часто совместно с внедренными в них интрузивными телами, образуют сложные структурные формы, для которых далеко не всегда можно найти аналоги среди геоморфологически выраженных форм областей современного вулканизма. Не укладываются они полностью и в известные схемы систематики форм геологических тел, разработанные к настоящему времени структурной геологией. В связи с этим в основу выделения главных типов структур вулканических полей положены эмпирические данные, прежде всего по Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. При этом имеется в виду, что форма геологических тел, как и вещественный состав, содержит важнейшую объективную информацию об их генезисе. Таким образом, представлялось возможным прежде всего выделить формы, в образовании которых ведущая роль принадлежит собственно вулканическому

процессу - вулканоструктуры, и формы, в которых вулканическое структурообразование было существенно обусловлено тектоническими факторами - вулканотектонические структуры.

Вулканоструктуры обычно имеют изометричную в плане или близкую к ней форму; по простому морфологическому признаку они делятся на отрицательные и положительные.

Изометричные отрицательные вулканоструктуры составляют подавляющую часть площади вулканических полей внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса. Эти структуры характеризуются различными морфогенетическими признаками и разной сложностью строения. В одних случаях они формируются совершенно самостоятельно, вне связи с положительными (интрузивно-купольными) структурами и (или) гранитоидными эпизональными комплексами, в других - между ними существует тесная структурная связь. Имеются многочисленные примеры усложнения изометричных отрицательных вулканоструктур интрузивно-купольными формами.

На карте выделяется три главных морфогенетических типа отрицательных вулканоструктур: I - кальдерообразные вулканоструктуры оседания; II - кальдеры и прикальдерные депрессии; III - отрицательные вулканоструктуры, ассоциированные с эпизональными и субвулканическими интрузивами. Главные особенности строения этих структур показаны на схемах, рис. 4.

Кальдерообразные вулканоструктуры оседания (I) представляют собой линзовидные тела с плоской, иногда слабо-вогнутой кровлей, имеющие поперечные размеры от 10-15 км до 100-120 км; мощность вулканических накоплений в них колеблется от 600-800 м до 2000-2500 м. Формирование их связано как с извержениями пирокластического материала кислого и умеренно кислого состава, так и с излияниями андезитов, андезито-базальтов и базальтов. При этом различаются структуры, сложенные вулканитами близкого или одного состава (свита или часть свиты), и структуры, в строении которых участвуют породы резко различного состава (обычно 2-3 свиты или толщи). Анализ строения и развития этих структур позволяет сделать следующее эмпирическое обобщение: во-первых, вулканоструктуры оседания формировались одновременно с извержениями вулканического материала в результате плавного компенсационного оседания их подошвы; во-вторых, они являются поверх-

ностным отражением расположенных под ними периферических магматических очагов.

Вулканоструктуры оседания делятся на два морфологических подтипа: депрессии и просадки. Депрессии — более крупные структуры; поперечный размер их обычно превышает 20–25 км. Они, как правило, лишены чётких структурных ограничений, характеризуются пологим центроклинальным залеганием пород на крыльях. Просадки имеют поперечник не более 20, иногда 25 км; в большинстве случаев обладают правильной округлой формой, нередко их внешняя граница фиксируется дугowymi разломами. Пласты горных пород на крыльях структур имеют чёткое центроклинальное падение под углом до 30° .

Кальдеры и прикальдерные депрессии (П) в пределах Охотско-Чукотского пояса связаны с проявлениями кислого вулканизма. Все известные "ископаемые" кальдеры компенсированы полностью или частично вулканическим материалом (туфы, лавы, экструзивные купола, субвулканические интрузии кислого и умеренно кислого состава), извергавшимся синхронно или почти синхронно с обрушением. В сложных сочетаниях с вулканическими накоплениями иногда находятся озерные вулканогенно-осадочные образования. Поперечные размеры кальдер иногда достигают 25 x 35 км; мощности заполняющих их вулканитов — 1000–3000 м. Как правило, комплекс пород, слагающих кальдеру (кальдерное заполнение), чётко отделяется от окружающих докальдерных образований. В современной структуре эта граница обычно читается как замкнутая система дугowych и прямолинейных (полигонально сочленяющихся) разломов.

Прикальдерные депрессии — это отрицательные структуры, расположенные вокруг кальдеры. В них сосредоточена значительная часть объема игнимбритов и туфов крупнейших извержений, происшедших в процессе кальдерообразования. Источники этих отложений в тех случаях, когда их удаётся наблюдать, находятся внутри самой кальдеры. Характеризуемые прикальдерные депрессии обычно имеют неправильную овальную форму; их поперечный размер может достигать 20 x 50 км. Депрессии, как правило, асимметричны. Максимальные мощности вулканических накоплений (до 800 м) находятся в приближенной к кальдере части депрессии. При этом форма крыла, примыкающего к кальдере, обычно определяется гра-

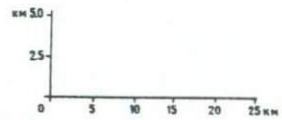
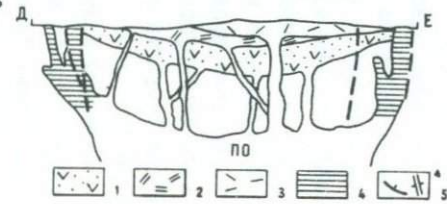
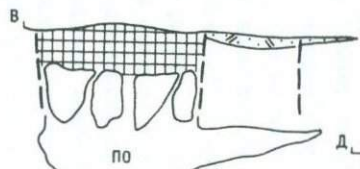
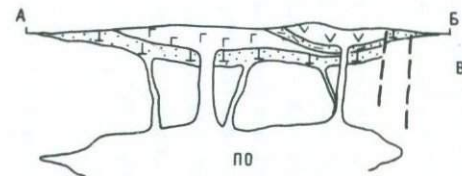
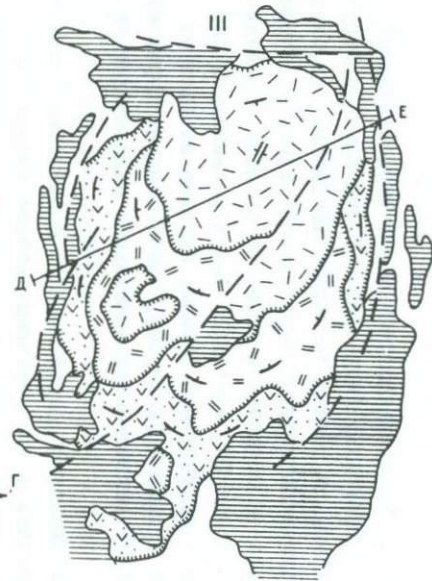
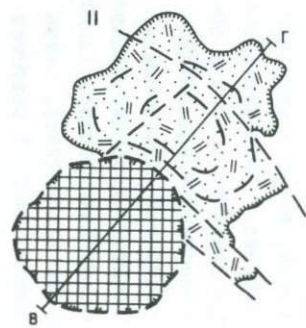
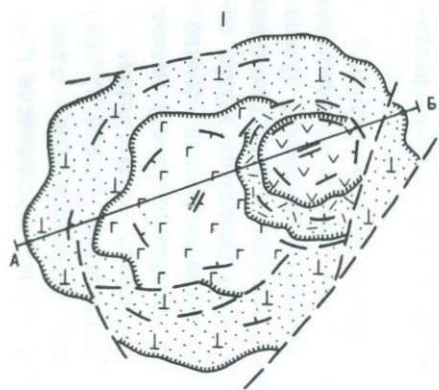


Рис. 4

Р и с. 4. Главные типы изометричных отрицательных вулканоструктур

I - кальдерообразные вулканоструктуры оседания: депрессия, сложенная туфами основного и среднего состава (1) и лавами андезито-базальтов и андезитов (2), усложненная просадкой, сложенной туфами кислого состава (3), лавами и туфобрекчиями андезитов (4); 5 - наклонное и горизонтальное залегание вулканогенных толщ; ПО - предполагаемый периферический очаг.

II - кальдера, заполненная пирокластическими отложениями и лавами (в том числе экструзии, субвулканические тела) кислого и умеренно кислого состава (1), прикальдерная депрессия, сложенная игнимбритами и туфами умеренно кислого состава (2); 3 и ПО - см. 5 и ПО в I.

III - сложная отрицательная вулканоструктура, ассоциированная с эпизональными и субвулканическими интрузивами (кольцевой интрузивно-эффузивный структурный комплекс): I - толща андезитов и их туфов, 2 - туфы и игнимбриты умеренно кислого состава, 3 - игнимбриты и лавы липаритового состава, 4 - эпизональные преимущественно гранитоидные интрузии и субвулканические тела; 5 и ПО - см. 5 и ПО в I.

ницей кальдеры, т.е. оно нередко вогнуто. Прикальдерное крыло характеризуется более крутым (в общем центроклинальным) залеганием пластов горных пород, чем крылья тех частей структуры, которые удалены от кальдеры.

Кольцевые интрузивно-эффузивные структурные комплексы представляют собой полные наиболее характерные примеры отрицательных вулканоструктур, ассоциированных с эпизональными или субвулканическими интрузивами (Ш). В составе такого структурного комплекса (см. рис. 4-Ш) различаются два основных элемента: центральная депрессия, заполненная вулканическими накоплениями (1000-3000 м мощностью), и внешняя кольцевая зона, в пределах которой находятся многочисленные выходы эпизональных гранитоидов или же субвулканических интрузивных тел различного состава. Внутри центральной депрессии более или менее четко обособляются простые изометричные, иногда линейные структуры, возникшие на разных стадиях вулканической деятельности. Поперечный размер центральной депрессии обычно не превышает 50 - 60 км, а ширина внешней кольцевой зоны - 10-20 км. Длительность формирования крупных структур этого типа соизмерима с продолжительностью развития вулканогенного пояса в целом.

Упрощенная схема образования кольцевого интрузивно-эффузивного комплекса представляется следующим образом: а) формирование крупной вулканоструктуры оседания, связанное с извержениями андезито-базальтов, андезитов и базальтов, и заложение оконтуривающих ее дуговых разломов; б) образование одной или нескольких наложенных отрицательных вулканоструктур, связанных с извержением кислого пирокластического материала из источников, расположенных как в зонах дуговых разломов, так и внутри депрессии; в) становление интрузий внешней кольцевой зоны, которое может рассматриваться как выдавливание потерявшей взрывную способность гранитоидной магмы из периферических очагов в толщу вулканических накоплений; г) формирование в центральных депрессиях крупных структур (одновременно с внедрением гранитоидов кольцевой зоны или же несколько позднее) вулканоструктур оседания, обычно сложенных серией последовательно сменяющих друг друга толщ: двупироксеновые андезито-базальты - липариты - базальты.

Относительно простым вариантом интрузивно-эффузивного структурного комплекса является ассоциация: депрессия, сложенная обычно игнимбритами и туфами кислого и умеренно кислого состава, и расположенная рядом с ней (или на её крыле) интрузивно-купольная структура, в ядре которой вскрыт либо субвулканический, либо эпизональный гранитоидный массив. При этом устанавливается (чаще предполагается), что источники вулканических накоплений, слагающих прикупольную депрессию, находился на месте наблюдаемого купола. Строение прикупольных депрессий в целом напоминает строение прикальдерных депрессий.

Положительные (интрузивно-купольные) структуры в зависимости от характера строения и условий образования на карте разделены на простые и сложные.

Охарактеризованные три главных морфогенетических типа изометричных отрицательных вулканоструктур, по существу, не имеют переходных форм. Достаточно определенно намечается и пространственное разобщение этих структур, что существенным образом отразилось на особенностях строения крупных районов внешней и фланговых зон вулканогенного пояса.

Районы, где развиты преимущественно кольцевые интрузивно-эффузивные комплексы, в общем имеют мозаичное в плане строение — это Охотский и частично Пенжинский сектора, некоторые участки фланговых зон. Там же, где преобладающим развитием пользуются вулканоструктуры оседания, образовались громадные поля вулкаников, обладающие признаками строения вулканических плато — это Центрально-Чукотский и отчасти Анадырский сектора, Ульяновский прогиб Западно-Охотской фланговой зоны.

Вулкано-тектонические структуры делятся на простые и сложные. Среди простых различаются грабены и приразломные прогибы, горсты, моноклинали. Размеры этих структур меняются от первых километров до нескольких десятков километров. Они сложены обычно одной, реже двумя свитами (толщами), формирование которых шло одновременно с процессом структурообразования. Простая форма перечисленных структур освобождает от необходимости специальной характеристики их строения.

К сложным вулкано-тектоническим структурам на карте отнесены прогибы (ассоциации вулканоструктур), грабен-синклинали и магматогенные поднятия.

Прогибы (ассоциации вулканоструктур) известны лишь в районах внешней и фланговых зон, обладающих платообразным типом строения. В настоящее время в Охотско-Чукотском поясе выделяется два крупных вулканотектонических прогиба - Пегтымельский в Центрально-Чукотском секторе и Ульинский в Западно-Охотской фланговой зоне площадью 15 и 30 тысяч км² соответственно. При всём различии строения этих структур общим для них является то, что: а) формирование прогибов связано главным образом с извержениями больших объемов вулканического материала кислого и умеренно кислого состава; б) в их строении устанавливаются многочисленные преимущественно отрицательные вулканоструктуры оседания, находящиеся между собой в сложных пространственно-временных соотношениях; в) формирование кальдер происходило обычно в заключительные стадии кислого вулканизма; г) линейные структуры (главным образом грабены) имеют ограниченное распространение; д) интрузивно-купольные структуры тяготеют к относительно приподнятым участкам (остаточным горстам), а также к зонам разломов, усложняющим крылья и внутреннюю область прогиба.

Грабен-синклинали являются характернейшими элементами строения унаследованной подзоны внутренней зоны вулканогенного пояса. Пространственная ориентировка этих структур в основном определяется системами кулисно расположенных разломов с правосторонним отклонением от общего простираания унаследованной подзоны на 5-20°.

Протяженность грабен-синклиналей достигает 150-200 км, а ширина - 30-40 км. Они сложены преимущественно слабо дифференцированными высокоглиноземистыми базальтами и андезито-базальтами; в верхах разреза нередко появляются андезиты и туфы умеренно кислого и кислого состава. Вулканические накопления формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (Б₁) подверглись слабым и умеренным складчатым деформациям прерывистого типа; их мощность достигает 7,5 км.

Разрезы некоторых грабен-синклиналей завершаются лавами базальт-трахибазальтовой формации (Б₂), обычно слагающими простые приразломные прогибы и грабены. Однако в северной части внутренней зоны, в бассейнах рек Энмываам, Юрумкувеем и в верховье р. Анадырь, развитие грабен-синклиналей закончилось к

началу сеномана, и более молодые вулканические накопления (липаритовая - L_3 и базальт-трахибазальтовая - B_2 формации) образуют здесь наложенные изометричные вулканоструктуры оседания, подобные наблюдающимся во внешней зоне.

Магматогенные поднятия пользуются преимущественным распространением в пределах новообразованной подзоны, но известны также и во внешней зоне, вдоль её границы с внутренней зоной, а также в пределах унаследованной подзоны. Магматогенные поднятия представляют собой линейные, реже брахиморфные структуры, в сводовых частях которых обнажены сближенные, иногда единые крупные гранитоидные массивы. В пределах поднятий преобладают пирокластические породы андезито-базальтового и андезитового состава; во внешней зоне часто встречаются линзовидные тела игнимбритов, но крупные изометричные отрицательные структуры, заполненные игнимбритами, здесь не известны. Внедрение гранитоидов, несомненно, играло решающую роль в формировании магматогенных поднятий, но как особые вулканические зоны они обособились намного раньше.

Во внешней зоне магматогенные поднятия ориентированы строго параллельно границе ее с внутренней зоной. Это пологие сводообразные структуры, крылья которых усложнены разломами, иногда зонами интенсивной трещиноватости и даже "рассланцевания".

Во внутренней зоне большинство поднятий расположено кулисно, с правосторонним отклонением от общего простирания на $5-20^{\circ}$. В поперечном сечении поднятия асимметричны: крылья, примыкающие к структурам Анадырско-Корякской системы, деформированы намного сильнее, чем граничащие с унаследованной подзоной. Нередко вдоль крупных разломов образуются узкие зоны плейчатых дислокаций и рассланцевания.

Соотношения вулканоструктур и вулканотектонических структур довольно сложны и многообразны.

Несомненно, в определенных условиях предельным развитием вулканоструктур является образование вулканотектонической структуры. Как, например, закономерное развитие вулканоструктур оседания, кальдер, куполов и грабенов приводит к образованию ассоциации вулканоструктур - вулканотектоническому прогибу.

Между простыми грабенами и приразломными прогибами, с одной стороны, и грабен-синклиналями — с другой, по-видимому, имеется ряд промежуточных структурных форм.

Однако на этом примеры постепенных количественно-качественных переходов между этими категориями структур, пожалуй, исчерпываются, ибо кольцевые интрузивно-эффузивные структурные комплексы, вероятно, всегда образуют самостоятельные элементы строения вулканических полей, а магматогенные поднятия не имеют непосредственной связи ни с одним из типов вулканоструктур.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

Короткая, длившаяся неполных два геологических века, грандиозная по масштабам и интенсивности магматическая деятельность вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока СССР, в результате которой сформировался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, являла собой поистине драматическое событие в геологической истории региона. Объяснение причин и природы этого события невозможно без учета важнейших особенностей его предьстории и прежде всего данных о строении и условиях развития структур основания внутренней зоны вулканогенного пояса.

Как было показано, Тайгоноская андезитовая геосинклиналь в отличие от Охотско-Чукотского пояса была структурой длительных и устойчивых проявлений вулканической деятельности. Её развитие началось в позднем палеозое вдоль границы Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского литосферных блоков, четко обособившихся после палеозойской (герцинской) складчатости. Преобладание нисходящих движений в первом из них и относительной стабильности или поднятий во втором было тем единственным объективно устанавливаемым в геологической летописи общим явлением, с которым увязываются заложение и пространственно-временные закономерности развития Тайгоносской андезитовой геосинклинали.

В поздней юре, как известно, произошла общая инверсия тектонических режимов на Северо-Востоке Азии: миогеосинклинальные системы Верхояно-Чукотской области вступили в этап эпигеосинклинального орогенеза, одновременно с этим началось заложение структур позднемезозойской Анадырско-Корякской геосинклинальной

системы. Эти крупные преобразования меньше всего отразились на общих особенностях состава и условиях развития вулканизма Тайгоносской андезитовой геосинклинали, хотя положение её в общем позднемезозойской морфоструктуре территории Северо-Востока СССР стало принципиально иным. Теперь Тайгоносская андезитовая геосинклиналь стала занимать относительно Верхояно-Чукотской области, с одной стороны, и Анадырско-Корякской системы (Пенжинский прогиб, Таловско-Майнское геоантиклинальное поднятие, эвгеосинклиналильные прогибы внутренней зоны) - с другой, такое же положение, как и современная Курило-Камчатская вулканическая дуга относительно Охотского моря, Центральной и Западной Камчатки, с одной стороны, и междугового прогиба, невулканической дуги Малых Курильских островов и подводного хребта Витязь, глубоководного жёлоба - с другой. Существенной особенностью характеризуемого, позднемезозойского, этапа развития Тайгоносской андезитовой геосинклинали является сокращение площади активного вулканизма, его локализация в пределах территории будущей унаследованной подзоны Охотско-Чукотского пояса. Возможно это обусловлено тем, что в молодых эвгеосинклиналильных зонах Анадырско-Корякской системы в это же время началось развитие офиолитового магматизма.

Можно полагать, что вулканизм Тайгоносской андезитовой геосинклинали был результатом плавления мантии, вызванного заложением или активизацией системы глубинных разломов и миграцией (перераспределением) физических носителей тепловой энергии (вероятно, это был глубинный флюид) от развивающейся геосинклиналильной области к ограничивавшей её системе глубинных разломов. Таким образом, слабый раннемезозойский магматизм Яно-Колымской системы был как бы компенсирован интенсивной вулканической деятельностью в Тайгоносской геосинклинали в соответствующий интервал времени. А позднеюрский вулканизм в эвгеосинклиналиях Анадырско-Корякской системы явился причиной сокращения ареала вулканической деятельности в Тайгоносской андезитовой геосинклинали.

В течение эпигеосинклиналильного орогенеза (с оксфорда) в Верхояно-Чукотских мезозоидах расширялись площади суши, неуклонно нарастала тенденция общего воздымания региона. В барреме - апте в пределах Анадырско-Корякской системы имела место частная

складчатость, сопровождавшаяся формированием геосинклинальных структур. С этими процессами, явившимися как бы волной поднятия на фоне общего прогибания развивавшейся геосинклинальной системы, по времени тесно связано резкое ослабление вулканизма, внедрение гранитоидов и формирование моласс Тайгоносской андезитовой геосинклинали.

К среднему альбу во всех системах Верхояно-Чукотских мезозойд произошло становление гранитоидных комплексов калиевого типа; в отдельных районах образовались толщи ультракалиевых вулканогенных пород. Мезозойды и дорифейские срединные массивы составили обширную область гетерогенной континентальной коры, испытывавшую устойчивые восходящие движения. Юго-восточнее молодого континента, судя по особенностям магматизма, находилась область с корой переходного типа, в состав которой входили Тайгоносская зона и Анадырско-Корякская система. Здесь имел место режим дифференцированных вертикальных движений с резко возобновившимся с начала альба преобладанием опусканий (особенно в пределах Анадырско-Корякской системы), сопровождавшихся, по-видимому, некоторым растяжением. В этих условиях и начался мощный субаэральный вулканизм, результатом которого явилось образование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Между магматизмом вулканогенного пояса и предшествовавшей ему магматической деятельностью в структурах мезозойд и в Тайгоносской андезитовой геосинклинали отсутствуют непосредственные эволюционные связи. Вулканизм Охотско-Чукотского пояса обладал признаками самостоятельного геологического явления (2,4).

Простейшее объяснение этой мощной вспышки вулканической деятельности, по-видимому, может быть сведено к высказанному ранее предположению о миграции носителей тепловой энергии от развивавшейся Анадырско-Корякской геосинклинальной системы к системе глубинных разломов, отделяющих её от молодого континента, в условиях резко возросшей контрастности общих вертикальных движений литосферных блоков. Косвенным подтверждением реальности этого предположения может быть то, что в пределах Анадырско-Корякской системы проявления альбского вулканизма не известны.

Таким образом, орогенный по всем своим признакам вулканизм Охотско-Чукотского пояса был вызван, с одной стороны, активизацией системы глубинных разломов, а с другой - миграцией носите-

лей тепловой энергии, по-видимому, непосредственно связанных с развитием молодой геосинклинали. Поэтому, следуя представлению Н.П.Хераскова (14) о тектонической полигенности орогенных формаций, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс выделяется в особый перигеосинклиальный тип орогенных структур.

Высокоглиноземистый базальт был первым продуктом глубокой эволюции мантийных расплавов, поднимавшимся в верхние горизонты литосферы.

В пределах внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса высокоглиноземистые базальты и андезиты-базальты извергались непосредственно на дневную поверхность. Во внешней и фланговых зонах в периферических магматических очагах вследствие кислотно-основного взаимодействия с веществом континентальной коры (при участии глубинного флюида) высокоглиноземистый базальт трансформировался в андезит. Можно полагать, что естественным продолжением эволюции периферических магматических очагов в условиях континентальной коры явился мощный кислый вулканизм во внешней зоне Охотского и Пенжинского секторов и во фланговых зонах.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что всё изложенное выше не означает отсутствия определенной зависимости между характером строения коры и особенностями проявления эпигеосинклиального орогенного магматизма, с одной стороны, общим вещественным составом и эволюцией вулканизма Охотско-Чукотского пояса - с другой. Особенно отчетливо это обнаруживается на примере внешней и фланговых зон. Так, во внешней зоне Охотского и Пенжинского секторов и во фланговых зонах вулканизм ранней стадии развития Охотско-Чукотского пояса шёл по единой схеме. Это объясняется принципиально близким характером строения континентальной коры в их пределах и тем, что в Яно-Колымской системе эпигеосинклиальный гранитоидный магматизм завершился ко времени формирования вулканогенного пояса.

Можно полагать, что наличие в основании разреза вулканических накоплений внешней зоны Анадырского сектора формации высокоглиноземистых базальтов и андезиты-базальтов (B_1), а также резко пониженное количество продуктов кислого вулканизма обусловлены тем, что здесь внешняя зона вулканогенного пояса наложена на структуры Алазейско-Олойской эвгеосинклиальной

системы (одна из особенностей эпигеосинклинальных орогенных комплексов этой системы состоит, как известно, в широком распространении базальтов и андезитов в их разрезах).

Своеобразие вулканизма Центрально-Чукотского сектора объясняется как следствие почти одновременного проявления мощного эпигеосинклинального гранитоидного магматизма в Чукотских мезозоидах и тектонических процессов, обусловивших образование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в целом. По-видимому, в данном конкретном районе эти процессы привели к "вскрытию" коровых очагов гранитоидной магмы в структурах мезозой.

Мощная магматическая деятельность, прежде всего интенсивный вулканизм, являлась ведущим структурообразующим фактором как в пределах Охотско-Чукотского пояса, так отчасти и в примыкающих к нему тектонических зонах.

Во внутренней зоне вулканогенного пояса в условиях некоторого растяжения коры переходного типа извергались преимущественно мантийные расплавы. Вдоль систем глубинных разломов, разделявших области с корой континентального и переходного типов (в пределах унаследованной подзоны) происходили максимальные извержения мантийных расплавов, сопровождавшиеся раздвигообразованием на глубине и формированием грабен-синклиналей на поверхности. Кристаллизация основных расплавов на глубине, вероятно, привела к образованию крупных линейных интрузивных тел, которые имеют четкое отражение в аномальных геофизических полях и интерпретируются как поднятия "базальтового слоя" (?).

По обе стороны от унаследованной подзоны широкое развитие получили магматогенные поднятия, в сводовых частях которых вскрыты крупные гранитоидные плутоны. Магматогенные поднятия возникали в условиях относительного сжатия как реакции на раздвигообразование в грабен-синклиналях.

Во внешней и фланговых зонах вулканогенного пояса в относительно стабильной тектонической обстановке континентальной окраины формировались многочисленные преимущественно изометричные отрицательные вулканоструктуры. Образование их было связано с компенсационными оседаниями и обрушениями кровли периферических магматических очагов. Геологическая необходимость признать былое существование периферических магматических очагов под изометричными отрицательными вулканоструктурами диктовалась прак-

тикой и всей совокупностью фактов структурных палеовулканологических исследований. Физическая сторона процесса развития периферических магматических очагов рассмотрена в работах С.А.Федотова (II, I2).

Явления компенсационных опусканий были, несомненно, ведущим процессом, обусловившим образование общей отрицательной структуры Охотско-Чукотского пояса. Есть основания полагать, что широкое развитие во внешних зонах Анадырско-Корякской системы альбских прогибов, по-видимому, также имеет определенную связь с вулканизмом в Охотско-Чукотском поясе.

Известны попытки рассматривать формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в рамках кинематической схемы тектоники плит. Они выглядят более или менее правдоподобно, когда берется только какая-нибудь отдельная часть вулканогенного пояса и лишь в чисто геометрическом аспекте.

Действительно, до широт пос. Марково приложение механизма плитной тектоники формальных возражений не вызывает. Местом погружения океанической коры при этом могла быть только "ископаемая" позднемезозойская зона Бенъофа, т.е. Коначано-Кукулская зона глубинных разломов. Однако севернее даже простейший геометрический анализ геологических структур показывает невозможность этого процесса, поскольку в торце пододвигавшейся на северо-запад плиты в данном случае оказывается Восточно-Чукотская фланговая зона вулканогенного пояса, наложенная на дорифейские структуры Эскимосского срединного массива. Северо-восточный край плиты должен был бы фиксироваться крупным сдвигом, а также выходами океанической коры на юго-западном крыле сдвига. В действительности же вместо этого далеко на юг прослеживаются структуры Эскимосского массива, относительно которого тектонические зоны Анадырско-Корякской системы образуют крупную виргацию. Параллельно краю массива расположены прогибы внешних зон Анадырско-Корякской системы, в которых в течение альба шло интенсивное осадконакопление.

Но если, несмотря на приведенные аргументы, все же предположить, что громадный объем известково-щелочных вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса - есть продукт плавления пододвигавшейся океанической плиты, то в этом случае, учитывая кратковременность формирования вулканогенного пояса, пододвига-

ние её должно было бы происходить слишком стремительно (вероятно, даже для самых максимальных оценок скорости спрединга) и одновременно как на северо-запад, так и на северо-восток. Оно неминуемо привело бы к уничтожению тектонических зон позднеюрского этапа развития Анадырско-Корякской системы, которые однако достаточно хорошо сохранились в современной структуре и реконструируются на палеогеографических и на палеовулканологических картах. Более того, нам следовало бы признать, что все доверхнемеловые отложения внутренней зоны Анадырско-Корякской системы принесены сюда из неизвестного океанического далека, что ввело бы нас в полное противоречие с геологической реальностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в масштабе 1 : 1 500 000 явилась наиболее общим практическим использованием в форме геологической картографии результатов изучения стратиграфии, возраста, вещественного состава и структур вулканических полей этого уникального тектонического элемента Северо-Востока СССР.

Принятая методика выделения и изображения формаций и структур даёт чёткое представление об общей тектонической, петрологической и структурной зональности вулканогенного пояса. Избранный способ изображения на карте складчатых систем и срединных массивов обеспечивает наглядное представление о характере структур основания и особенностях общего тектонического положения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Достаточно высокая детальность и принципиально новый подход к изображению элементов геологии Охотско-Чукотского пояса, базирующийся прежде всего на данных о вещественном составе и структурах вулканических полей, позволяет рекомендовать карту в качестве основы для выявления структурно-формационных закономерностей размещения оруденения и общего металлогенического анализа вулканогенного пояса.

Несомненно, что результаты анализа закономерностей размещения рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых в пре-

делах Охотско-Чукотского пояса на предлагаемой картографической основе будут способствовать более целенаправленному ведению поисковых работ и научному обоснованию общих прогнозных оценок.

Анализ карты имеет принципиально важное значение и для решения некоторых общих вопросов геологии Северо-Востока СССР. Пространственное постоянство и устойчивость вещественного состава крупнейших зон андезитового вулканизма в течение всего мезозоя, структурные соотношения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с подстилающими его и сопредельными с ним складчатыми системами налагают серьезные ограничения на правомерность применения по отношению ко всему региону широких мобилистских построений. В истории вулканизма Тайгоносской андезитовой геосинклинали и Охотско-Чукотского пояса обнаруживается тесная связь с развитием геосинклинальных систем Северо-Востока СССР, которая находит непротиворечивое объяснение в рамках общей концепции вертикальных колебательных движений и понимания геосинклинального процесса как следствия глубинной дифференциации вещества и связанного с ним переноса тепловой энергии, развиваемой В.В.Белюсовым.

Карта может представлять определенный интерес и в методическом аспекте, поскольку явилась первым опытом специальной структурно-формационной картографии применительно к одному из крупнейших вулканогенных поясов Земли. В этом плане значение её, безусловно, выходит за рамки региональных и теоретических проблем геологии Восточной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
3. Гельман М.Л., Еловских В.В., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г., Шлетный А.П. Корреляционная схема магматических образований Северо-Востока СССР. Магадан, 1969.

4. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Мидов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981.
5. Красный Л.Л. Тектоника Илинь-Тасской зоны. - В кн.: Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976.
6. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
7. Николаевский А.А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967.
8. Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Аннойского хребта. - В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17.
9. Тектоническая карта Северо-Востока СССР, м-б I : 2 500 000 (Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А.). М.: ГУТК, 1966.
10. Устиев Е.К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. - В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1949, вып. 4.
11. Федотов С.А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценке сил, вызывающих подъем магмы к вулканам. Изв. АН СССР. Сер.геол., 1976, № 4.
12. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. Изв. АН СССР. Сер.геол., 1976, № 5.
13. Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). Бюл.МОИП. Отдел геол., 1975, вып. 5.
14. Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. труды. М.: Наука, 1967.
15. Чиков Б.М., Иванов В.К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корьякско-Камчатской складчатой области. - В кн.: Геология Корьякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963.
16. Шатский Н.О. Очерки геологии Волго-Уральской нефтяной области и степных частей западного склона Южного Урала. Материалы по геологии СССР. Нов.сер., вып. 2 (6). М., 1945.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ КАРТЫ . .	5
ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРЫ ОСНОВАНИЯ ОХОТСКО- ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА.	14
ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА.	21
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ	48
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	54
ЛИТЕРАТУРА	55

Подписано к печати 12.03.1981 г. АХ 00091
Объем 3,25 п.л., 3,0 уч.-изд. л.
Заказ 64. Тираж 500 экз. Цена 0 р.80 к.
Отпечатано в Геолого-картографической партии
объединения "Севостгеология",
Магадан, Дзержинского, 6

80 к. + у 2р 80к
2 р. катіби

3618

