Г. М. Фремд

# ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНО-ДЖУНГАРСКОГО И ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ПОЯСОВ


ЛАБОРАТОРИЯ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ
ДВПИ

FAR EAST POLYTECHNICAL INSTITUTE
Transactions of the Paleovolcanological Laboratory
Number 5

# THE OROGENIC VOLCANICITY OF THE SOUTH DZHUNGARSKY AND EAST SIKHOTE-ALINSKY BELTS

Tomsk — 1972

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМ. В. В. КУЙБЫШЕВА

ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ
ВЫПУСК 5

551.21

Г. М. ФРЕМД

# ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНО-ДЖУНГАРСКОГО И ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ПОЯСОВ

1204

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1972

УДК 551.21

**Фремд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов.**

В монографии на основе большого фактического материала приводится сравнительная палеовулканологическая характеристика Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Рассматриваются внутреннее строение и фациальная изменчивость вулканогенных формаций, палеовулканологические реконструкции вулкано-тектонических структур, петрография и петрохимия продуктов вулканической и поствулканической деятельности и связь с ними оруденения, а также общие закономерности формирования и развития орогенных вулканических поясов.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
**И. В. Лучицкий**

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Большой труд Г. М. Фремда знаменует определенный этап в развитии палеовулканологии. Около 15 лет тому назад в Южной Джунгарии, с ее прекрасно обнаженными верхнепалеозойскими вулканогенными толщами, были сделаны первые шаги, направленные к определенной цели — реконструкции древних вулканических построек, существовавших в далеком прошлом на этой территории.

В дальнейшем перед исследователями были поставлены более широкие и многоплановые задачи. Помимо морфологии древних вулканов и продуктов вулканической деятельности, подверглись изучению закономерности строения и пространственного размещения вулканогенных толщ в зависимости от геологических структур. Все эти данные стали рассматриваться как средство для реконструкции истории развития вулканической деятельности и выяснения процессов, порождающих вулканизм. Так, в конечном итоге, начатые работы влились в русло рождающейся новой науки — палеовулканологии, о которой в самом общем виде впервые упомянул еще в 1947 г. А. Н. Заварицкий.

В плане решения задач, стоящих перед этой наукой сейчас, публикуемой работе не только обобщены главнейшие данные по Южной Джунгарии, но и проведено, кроме того, сравнение этих данных с тем, что известно по другим территориям Казахской ССР, а также по Восточно-Сихотэ-Алинской вулканической области. Таким образом, рекомендуемый читателю труд Г. М. Фремда приобрел значение одного из немногих пока палеовулканологических обобщений по крупным регионам нашей страны.

В теоретическом аспекте это обобщение интересно тем, что в нем для обширных вулканических областей дано систематическое изложение сведений о строении вулканогенных толщ, о составе продуктов вулканической деятельности и об истории развития типичного для этих областей вулканизма.

Практическое значение подобного рода исследований очевидно, так как с вулканогенными комплексами тесно связаны разные виды оруденения. И хотя все эти связи не могли быть освещены в работе с необходимой полнотой, то, что изложено, важно учитывать, планируя в дальнейшем геолого-разведочные и поисковые работы не только на рассмотренных в данной работе областях орогенного вулканизма, но и на других территориях, сходных с ними по особенностям проявления вулканизма. Такого рода работы, бесспорной, актуальны. Однако они отражают тот этап в развитии палеовулканологии, в связи с которым не затрагивается пока еще одна из важнейших проблем современной геологической науки — проблема эволюции неорганической природы, хотя и создают для ее разработки необходимую и прочную основу.

В дальнейшем палеовулканологические исследования следует направлять на изучение вулканогенных формаций в целях их типизации и выяснения хронологического и пространственного размещения ассоциаций вулканогенных пород в осадочной оболочке Земли. Именно этот путь приведет к созданию ясных представлений об эволюции вулканической деятельности на нашей планете.

Труд Г. М. Фремда в настоящем виде — серьезный вклад в науку, приближающий нас к следующему этапу в развитии палеовулканологии.

Член-корреспондент АН СССР **И. В. Лучицкий.**

## ВВЕДЕНИЕ

Представления о вулканических поясах, как о новом третьем типе планетарных геотектонических структур, разделяются в настоящее время большинством исследователей (Богданов, Власов, Иниксон М. И., Комаров, Красный, Маркова, Нагибина, Радкевич, Хаин, Хренов, Устиев и многие другие).

За последние десятилетия достигнуты большие успехи в изучении этих важных в теоретическом и практическом отношении линеаментов земной коры. Вопросам магматизма и металлогении магматических поясов посвящены многочисленные, весьма содержательные монографии, статьи и тематические сборники, простой перечень которых занял бы много страниц.

Вместе с тем, ряд вопросов, имеющих первостепенное значение для понимания условий формирования вулканических поясов, их геологии, магматизма и металлогении еще не выяснен до конца или носит остро дискуссионный характер.

Настоящая работа является палеовулканологическим исследованием, цель которого — воссоздать на основе палеовулканологических реконструкций историю формирования и развития отдельных вулканов, вулкано-тектонических структур и вулканизма рассматриваемых регионов в целом. Для достижения этой цели автор проводил сравнительное изучение внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ, анализ морфологии, строения, структурных особенностей и взаимоотношений различных типов палеовулканов и более сложных вулканических построек, исследование продуктов вулканической и поствулканической (фумарольно-сольфатарной) деятельности. При выполнении работы широко применялись различные геологические, петрографические, петрохимические и геофизические методы, а также специальные палеовулканологические методы структурного и фациального анализов и широкого актуалистического подхода к анализу прошлой вулканической деятельности.

В течение ряда лет (1956—1963) автор проводил палеовулканологические исследования в Южной Джунгарии в пределах Джунгарского верхнепалеозойского вулканического пояса. В результате этих работ, сформленных в виде монографии (Фремд, 1965), были детально изучены внутреннее строение и фациальная изменчивость верхнепалеозойских вулканогенных толщ, проведены палеовулканологические реконструкции верхнепалеозойских вулканических аппаратов и вулкано-тектонических структур, выявлены черты комагматичности эффузивных и интрузивных образований и их связь с глубинными разломами. Впервые выделены такие своеобразные разновидности вулканогенных по-

род, как игнимбриты, лахаровые брекчии и другие, а также установлены специфические черты близповерхностной металлогении этой области. В итоге представилось возможным рассмотреть по-новому историю вулканизма Южной Джунгарии и с новых позиций подойти к решению некоторых существенно важных проблем металлогении. В этот же период на основе структурно-фациального анализа автором было высказано представление о близкой аналогии Джунгарского верхнепалеозойского и Восточно-Азиатского мезо-кайнозойского вулканических поясов.

После окончания исследований в Южной Джунгарии автор приступил к изучению палеовулканологии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Сравнительное палеовулканологическое исследование оказалось исключительно плодотворным и позволило приблизиться к решению целого ряда вопросов, которые только намечались при раздельном изучении этих структур.

Так, отчетливо выраженное в Южной Джунгарии сложное внутреннее строение и резкая фациальная изменчивость вулканогенных толщ позволили лучше понять особенности строения и фациальной изменчивости вулканогенных образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, изучение которых сильно затруднено в связи со сплошной затаеженностью территории и почти полным отсутствием коренных обнажений, за исключением побережья Японского моря.

С другой стороны, менее эродированные в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса верхнемеловые вулкано-тектонические структуры объяснили многие детали верхнепалеозойских вулкано-тектонических структур, реконструированных в Южной Джунгарии.

Сопоставление близких по структурному положению и по характеру развития вулканических поясов позволило уточнить и многие теоретические вопросы.

Так, представления автора о существенной роли в игнимбритообразовании близповерхностной анатектической магмы были дополнены представлениями о ведущей роли в магматическом процессе глубинной магмы с очагами глубинной и автономной дифференциации. Новое освещение получил вопрос о кальдерообразовании и важной роли в развитии вулканизма сводовых поднятий и дифференцированных движений блоков фундамента.

Исследования в Южной Джунгарии, обобщенные в настоящей работе, проводились в 1956—1958 гг. на кафедре петрографии Казахского государственного университета им. С. М. Кирова, а позднее в организованной автором при Казгосуниверситете лаборатории палеовулканологии.

Постоянными помощниками в изучении Южной Джунгарии были студенты, а впоследствии и выпускники геологического факультета Казгосуниверситета, подготовкой которых автор в качестве доцента кафедры петрографии и полезных ископаемых занимался в течение 10 лет. Среди них особенно следует отметить геологов В. Абрамичева, Г. Бурда, М. Исаеву, К. Новицкую, А. Потеху, Е. Пучкова, Э. Снегура, А. Тяна. Кроме того, с 1960 года в работах активное участие принимал геолог А. С. Каменский. В выполнении разнообразных исследований поддержку автору оказывали начальник Южно-Казахстанского управления А. К. Конев, главный инженер управления А. А. Куденко, главный геолог А. Г. Новиков, начальник геологического отдела В. С. Булыго, главный геолог Джунгарской экспедиции В. П. Стеценко. Постоянное внимание и помощь оказывал также один из инициаторов тематических исследований в Южной Джунгарии академик АН КазССР, профессор М. П. Русаков.

Палеовулканологические исследования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса были начаты в 1965 году на кафедре геологии Дальневосточного политехнического института им. В. В. Куйбышева по программе, разработанной автором, а с 1967 года были включены в тематический план Приморского геологического управления. В задачи исследования входили анализ и обобщение геологических материалов по палеовулканологии (геологии, тектонике и магматизму) в пределах южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, а также полевые исследования с целью уточнения отдельных вопросов геологии и вулканизма.

В работе, помимо автора, с 1967 года участвовали геолог Южно-Приморской экспедиции ПГУ В. И. Рыбалко и техник-геолог О. Н. Бабич. Кроме того, в полевых и камеральных работах в отдельные периоды участвовали студенты геологического факультета ДВПИ А. Н. Лазарев, Ю. В. Малетин, Б. А. Карепов, Н. Е. Васильев. В отдельных маршрутах принимали участие и значительные группы студентов-практикантов.

Во время работы по теме постоянную помощь и консультацию автору оказывали геологи Южно-Приморской экспедиции В. В. Ветренников, А. И. Бураго, Ю. Ф. Адамовский, Ю. П. Бидюк и Тетюхинской экспедиции — Р. В. Король, Б. А. Соколов, В. Ф. Маринин, Ф. И. Ростовский и многие другие.

Постоянную помощь и внимание при выполнении работы автору оказывали начальник ПГУ Н. И. Лаврик, гл. геолог В. П. Василенко, бывший гл. геолог И. И. Берсенев, начальник Южно-Приморской экспедиции В. М. Чмырев, гл. геолог экспедиции В. И. Надежкин, начальник тематической группы партий К. А. Сорокин, начальник партии неметаллов В. С. Коренбаум и другие.

Всем содействовавшим в выполнении исследований в Южной Джунгарии и в Приморье автор приносит свою глубокую благодарность.

Особую благодарность автор выражает И. В. Лучицкому, сделавшему много критических замечаний и ценных советов, значительно улучшивших рукопись.

# ЧАСТЬ I

# ЮЖНО-ДЖУНГАРСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ЕГО ПАЛЕОВУЛКАНЫ

## Глава I

# ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНО-ДЖУНГАРСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Южная Джунгария представляет одно из звеньев верхнепалеозойского орогенного вулканического пояса, расположенного на территории Южного Казахстана в пределах Джунгаро-Балхашской геологической провинции.

В истории геологического развития этой обширной области намечаются три качественно различных геотектонических этапа: докембрийский — нижнепалеозойский геосинклинальный этап, средне-верхнепалеозойский — переходный от геосинклинального к платформенному и мезо-кайнозойский этап аркогенеза. Геосинклинальный этап, завершившийся консолидацией каледонской геосинклинали на обширной территории Казахстана и Средней Азии, сменился полуплатформенным, продолжавшимся до конца палеозойской эпохи. В этот этап в связи с возобновлением тектонической активности, проявившейся в относительно пологих прогибаниях жесткой земной коры, разрывных нарушениях и вулканической деятельности, происходило образование мощных вулканогенных толщ, экструзий и субвулканических интрузий, а также вулканогенно-молассовых и терригенных отложений.

В заключительные этапы развития каледонской геосинклинали возникли горные сооружения Северного Тянь-Шаня, Чу-Илийских гор, Кендыктаса, Чингиза и Тарбагатая, которые обособили внутреннюю область Юго-Восточного Казахстана. Эта область, известная под названием Джунгаро-Балхашской провинции, к началу среднего палеозоя представляла молодую устойчивую платформу, на территории которой сохранились лишь отдельные эпиконтинентальные бассейны и троги, до некоторой степени сходные по характеру осадконакопления с остаточными геосинклиналями (молассы и флишоидные образования, отчасти рифовые известняки Северной Джунгарии, Саякского района и пр.).

В течение среднего и верхнего палеозоя данная территория реагировала на все горнообразовательные процессы как жесткая структура. Возникавшие при этом расколы и перемещения отдельных блоков обусловили ее мозаичное строение.

Начиная со среднего карбона (в послевизейское время), на территории современных Северной и Центральной Джунгарии начинает воздыматься крупный среднепалеозойский блок, оформившийся впоследствии в Джунгарское верхнепалеозойское поднятие.

В процессе воздымания данного блока в пределах широкой зоны окружающих его разломов возникает обширный полукольцевой компенсационный прогиб — Джунгаро-Балхашский вулканический пояс, явившийся на протяжении верхнего палеозоя ареной бурной вулкани-

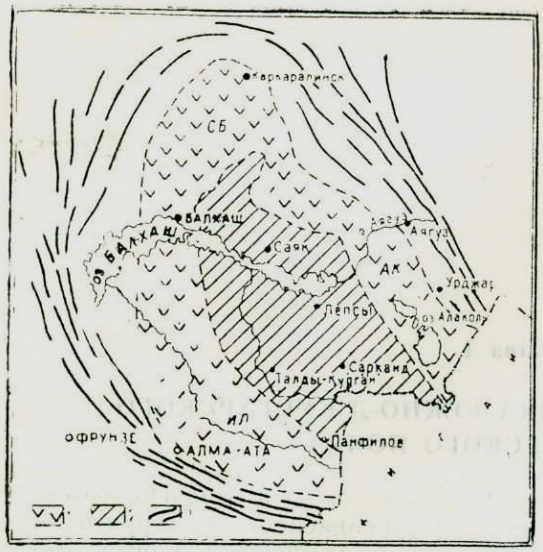



**Рис. 1—1. Схема распространения верхнепалеозойских вулканогенных отложений.**

1 — верхнепалеозойские вулканогенные отложения в области Джунгарского компенсационного прогиба: ИЛ — Илийский прогиб, СБ — Северо-Балхашский прогиб, АК — Алакульский прогиб; 2 — среднепалеозойские отложения в области Джунгарского верхнепалеозойского поднятия; 3 — направление складчатых структур в обрамлении Джунгарского прогиба.

ческой деятельности (рис. I—1). Этапы возникновения данной структуры могут быть обрисованы следующей схемой (рис. I—2):

а) в среднепалеозойское (довизейское) время (рис. I—2а) внутренняя область Юго-Восточного Казахстана была занята остаточной каледонской геосинклиналью, в пределах которой происходило накопление терригенных осадков, сопровождавшееся спорадической вулканической деятельностью. Область сноса располагалась в периферических частях Юго-Восточного Казахстана, на территории, занятой каледонскими складчатыми структурами Северного Тянь-Шаня, Чу-Илийских гор, Чингиза и Тарбагатая;

б) в среднем карбоне (рис. I—2б) на месте остаточной Джунгаро-Балхашской геосинклинали началось оформление Джунгарского верхнепалеозойского поднятия. Одновременно с поднятием Джунгарского блока на месте окружающей его широкой зоны разломов образовался компенсационный прогиб, в пределах которого постепенно обособились отдельные впадины — Алакульская, Северо-Балхашская и Илийская.

Под контролем разломов, определивших контуры компенсационного прогиба, на протяжении длительного геологического времени — от среднего карбона до пермо-триаса включительно — протекала интенсивная, главным образом наземная, вулканическая деятельность, сопровождавшаяся образованием мощных толщ эффузивно-пирокластических, отчасти вулканогенно-осадочных пород.

Одновременно в компенсационном прогибе происходило накопление значительных масс красноцветного обломочного материала, поступавшего с территории Джунгарского поднятия, являющегося на протяжении всего верхнего палеозоя областью интенсивного размыва и сноса.

Такова, по нашим представлениям, в общих чертах схема геологического развития Юго-Восточного Казахстана в среднем и верхнем палеозое.

Эта схема, в которой подчеркивается складчато-блоковый характер развития эпикаледонской платформенной области, и ведущая роль в формировании тектонических структур и вулканической деятельности глубинных разломов, хорошо согласуются с новейшими геологическими и геофизическими данными, суммированными в работе коллектива авторов (Щерба, Колмогоров и др., 1962). Схема размещения глубинных разломов, представленная в упомянутой работе, совпадает с основными направлениями впадин, участвующих в строении компенсационного Джунгарского прогиба.

С изложенными представлениями о геологическом развитии Юж-

ного (Юго-Восточного) Казахстана согласуются в общих чертах структурно-тектонические схемы, намечаемые различными авторами как для отдельных регионов, так и для Юго-Восточного Казахстана в целом (Семенов, 1957; Ренгартен, 1958; Афоничев, 1960, 1966; Кошкин, 1961; Маркова, 1962; и др.).

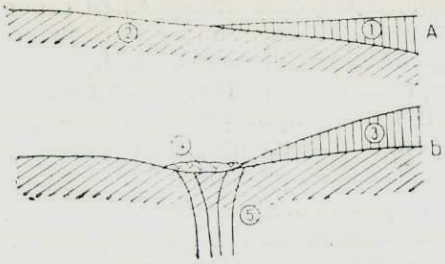



**Рис. 1—2. Схема развития Джунгарского верхнепалеозойского компенсационного прогиба.**
1 — остаточный каледонский геосинклинальный прогиб, 2 — каледонские складчатые сооружения, 3 — Джунгарское верхнепалеозойское поднятие, 4 — Джунгарский верхнепалеозойский прогиб, 5 — разломы — подводящие каналы верхнепалеозойских вулканов

Так, в частности, на схеме расположения структурно-фациальных зон Южного Казахстана, предложенной Н. А. Афоничевым (1960), в область Джунгарского компенсационного прогиба входят Токрау-Алакульская, Илийская и отчасти Моинтинская зоны этого автора.

Южно-Джунгарское звено Джунгаро-Балхашского пояса, расположенное в северной части Илийского синклинория, представляет горную систему, ограниченную с севера сквозной долиной рек Коксу-Боратала (40° сев. широты), а с юга — Илийской депрессией.

На востоке Южно-Джунгарские горы образуют один высокогорный узел, к западу они разделяются на несколько хребтов, понижающихся в направлении озера Балхаш. Наиболее крупными орографическими единицами Южной Джунгарии являются Алтынэмельский хребет, горы Катутау, Долантау, Архарлы, Малайсары, Ашудасты, Кокшеель, Котуркаин и др.

Широкое распространение вулканогенных образований в Южной Джунгарии одним из первых отметил Н. Г. Кассин в 1916 году. Позже вулканогенные породы, развитые вдоль трассы строящейся Туркестано-Сибирской дороги, весьма подробно описали В. Я. Гринев (1928), а в горах Катутау — В. В. Галицкий и С. И. Картюшов (1933).

В послевоенный период, в связи с систематическими геолого-съемочными работами, вулканогенные образования Южной Джунгарии и связанные с ними интрузии изучались многими геологами. В особенности следует указать на работы в этом направлении К. А. Азбеля, В. Ф. Беспалова, М. Р. Борукаевой, В. А. Буша, А. В. Ботезату, Г. Л. Добрецова, В. В. Донских, П. К.Жукова, Ю. М. Казанина, М. Д. Исаевой, А. К. Каюпова, А. С. Кумпана, С. Е. Майрина, Г. В. Нехорошева, И. И. Никитченко, В. В. Науменко, А. Е. Савичевой, Г. В. Севастьянова, А. И. Семенова, Л. И. Скрынник, В. Д. Стеркина, В. П. Стеценко, П. П. Тихонова, Н. М. Чабдарова, А. Е. Шлыгина, М. Ю. Юдичева и многих других. За последние 10 лет в Южной Джунгарии быстрыми темпами начали развиваться палеовулканологические исследования (Азбель, Борукаева, Скрынник, Бакиров, Ткаченко, Фремд и другие). В других частях Джунгаро-Балхашского пояса большой вклад в изучение вулканизма, кроме перечисленных исследователей, внесен Н. А. Афоничевым, В. С. Коптевым-Дворниковым, Г. Б. Бурдуковым, К. И. Дворцовой, В. Я. Кошкиным, Б. К. Кораблевым, Л. И. Каплун, Б. П. Блиновым, Н. Г. Марковой, М. П. Русаковым, В. Б. Рахманом, Ф. А. Стариченко, Н. А. Сушковым, И. В. Хохловым, Е. Д. Шлыгиным и многими другими. Работы этих исследователей учтены при написании монографии.

Как и вся область Джунгаро-Балхашского пояса, Южная Джунга-

рия характеризуется двуярусным строением. Нижний структурный ярус сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными древними геосинклинальными толщами. К ним на южных склонах Алтынэмельского хребта по В. В. Науменко относят:

1. Верхний протерозой (?) — кристаллические сланцы, филлиты, порфироиды и порфиритоиды (нами дополнительно описаны в составе толщи гнейсы и амфиболиты).

2. Нерасчлененный кембрий — конгломераты, песчаники, сланцы, рифовые известняки с фауной археациат.

3. Силур — а) ландоверский ярус — сланцы, известняки с кораллами; б) лудловский ярус — косослоистые песчаники, алевролиты, конгломераты.

К северу от Алтынэмельского хребта, в горах Жалгызагаш, на основании находок фауны хорошей сохранности, выделены два яруса силурийской системы: ландоверский и венлок-лудловский.

Отложения ландоверского яруса трансгрессивно налегают на размытую поверхность каледонской интрузии плагиогранит-порфиров. В их состав входят конгломераты, гравелиты, известковистые песчаники и мраморизованные известняки общей мощностью до 200—220 м Породы интенсивно дислоцированы и собраны в крутые изоклинальные складки субширотного простирания.

Отложения венлок-лудловского яруса в том же районе залегают с небольшим угловым несогласием на размытой поверхности ландоверских толщ, либо непосредственно на каледонской интрузии. Они представлены весьма характерными черными или темно-серыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми пиритизированными сланцами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями и линзами конгломератов и гравелитов, конгломерато-брекчий, известняков, пепловых туфов. Мощность отложений определяется В. Г. Севастьяновым в 600—700 м.

К верхнему структурному ярусу в Южной Джунгарии относятся отложения девона, карбона, перми и нижнего триаса, укладывающиеся в следующую стратигрфическую схему (таблица № I—1).

Таблица I—1

| Системы | Свиты | Мощности | Индексы |
|---|---|---|---|
| Триасовая | достарская | 400—950 | $P_2 — T_1$ |
| Пермская | кузгунская | 200—800 | $P_2$ |
| | катутауская | 400—750 | $P_1 — P_2$ |
| Каменноугольная | конуроленская | 200—1200 | $C_3 — P_1$ |
| | айнабулакская | 200—1000 | $C_2 — C_3$ |
| | долантауская | 400—1100 | $C_1 — C_2$ |
| | куарасанская | 450—1300 | $C_1$ |
| | борохудзирская | 700—1000 | $D_3 — C_1$ |
| Девонская | коктаская | 300—1000 | $D_3$ |
| | дувантауская | 800—1000 | $D_2$ -3 |
| | алтынэмельская | 800—1200 | $D_2$ |

Следует отметить, что разработка стратиграфической схемы для Южной Джунгарии связана с трудностями, обусловленными плохой сохранностью и скудностью сборов, а порой и полным отсутствием флоры в вулканогенных разрезах. Поэтому в настоящее время для верхнего палеозоя Южной Джунгарии имеется по меньшей мере 6 стратиграфических схем. Их сопоставление приведено на рис. 1—3. Из них в наибольшем соответствии друг с другом находятся стратиграфические

1204

2 Заказ 185

17

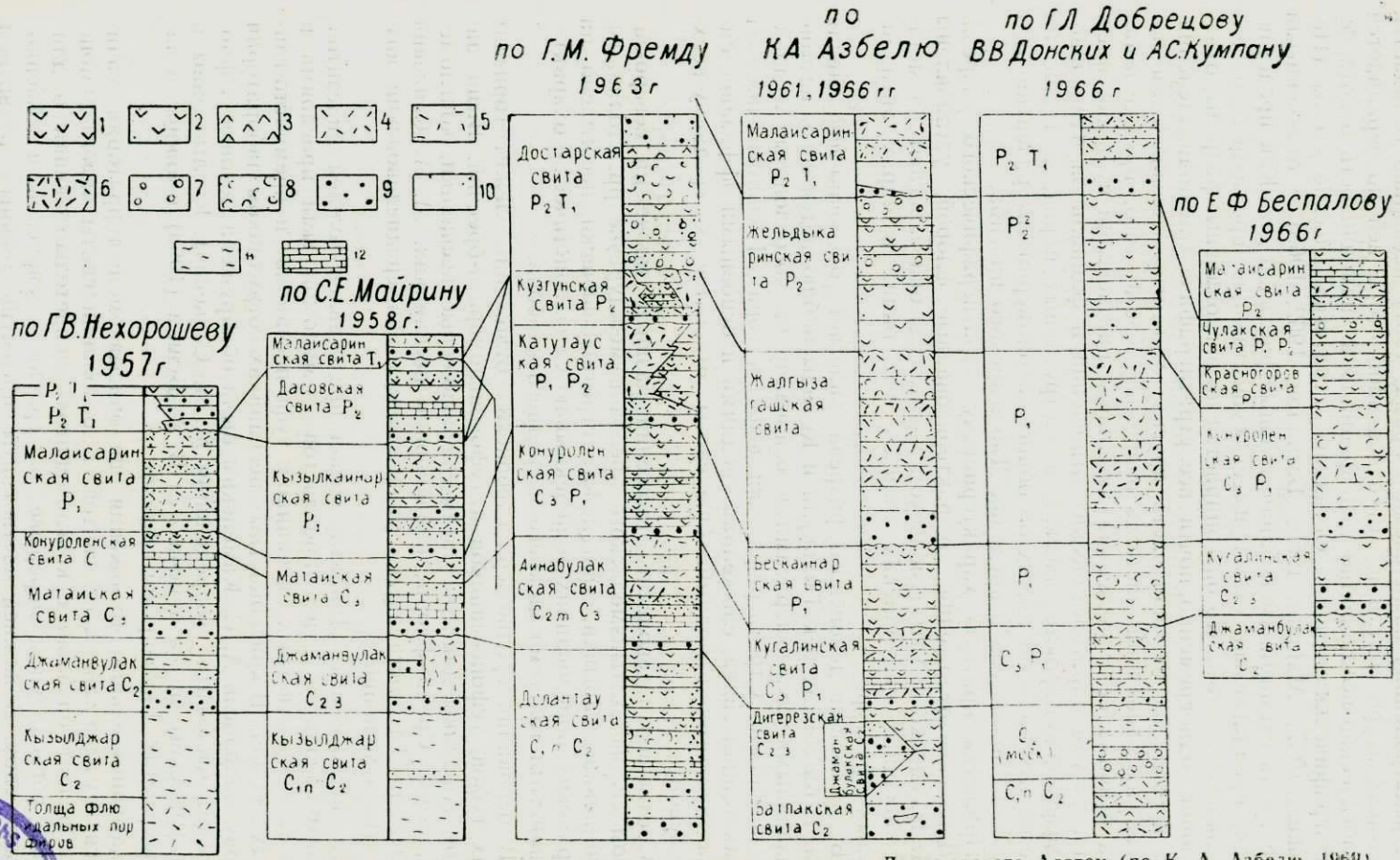



**Рис. 1—3. Сопоставление стратиграфических схем верхнего палеозоя Джунгарского Алатау (по К. А. Азбелю. 1969)**

1 — андезитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и андезито-дацитовые порфиры; 2 — туфы среднего состава; 3 — дацитовые порфиры; 4 — липаритовые порфиры; 5 — туфы кислого состава; 6 — игнимбриты; 7 — лахаровые брекчии; 8 — гравелиты; 9 — конгломераты; 10 — песчаники и алевролиты; 11 — сланцы; 12 — известняки

Академия Наук Арм.ССР

колонки А. К. Азбеля (1961, 1966) и А. Е. Кумпана, Г. Л. Добрецова и В. В. Донских (1966).

Представленная нами схема (Фремд, 1961) несколько отличается по номенклатуре свит и в том отношении, что в ней подчеркивается литологическая неоднородность и фациальная изменчивость некоторых стратиграфических единиц. Остальные стратиграфические схемы (Нехорошев, 1957; Майрин, 1958; Беспалов, 1962, 1965) с отмеченными выше тремя схемами имеют значительные расхождения. Как представляется, предлагаемая схема имеет существенное преимущество, заключающееся в том, что она опирается на региональные разрезы, охватывающие одновременно почти все стратиграфические подразделения, в то время как большая часть других стратиграфических схем построена на основании частных разрезов. Кроме того, предлагаемая схема основывается на весьма детальном расчленении вулканогенных толщ с учетом парагенетических отношений и фациальной изменчивости эффузивно-пирокластических и экструзивных пород, а также на современных представлениях об общих закономерностях развития вулканических процессов в пределах Джунгарского прогиба.

Приведем краткую характеристику стратиграфического разреза.

Девонские отложения, охарактеризованные флорой, установлены В. И. Науменко в Алтынэмельском хребте, где они залегают на метаморфизованных силурийских толщах, выходящих в ядрах антиклинальных структур.

В основании девонского разреза залегает осадочно-эффузивная свита. В бассейнах рек Тюлькули и Коянды наблюдается ее налегание с базальными конгломератами в основании на косослоистые лудловские песчаники. Стратиграфически выше в горах Тюлькули залегает вулканогенная свита, сложенная средними и основными эффузивно-пирокластическими породами. Обе свиты относятся к среднему-верхнему девону.

Средне-верхнедевонские отложения развиты также на северо-западном склоне Алтынэмельского хребта в междуречье рр. Доланалы, Голубиновки, Сабынчи. Они лежат стратиграфически несогласно на силурийских образованиях и перекрываются флористически охарактеризованными толщами нижнего и среднего карбона.

В основании средне-верхнедевонских отложений лежит горизонт бурых туфов, туфопесчаников и туфоконгломерато-брекчий. Выше залегают туфолавы дацитов, затем — зелено-серые песчаники, конгломераты, туфы. Среди флоры, найденной в песчаниках, М. А. Сенкевич определила Taeniocrada sp., указывающую на среднедевонский возраст этих отложений.

На востоке в г. Долантау девон представлен толщей андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов с маломощными прослоями и линзами красноцветных песчаников, туфо-песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. В красноцветных песчаниках сотрудником лаборатории палеовулканологии А. С. Каменским была обнаружена девонская флора из гр. псилофитов (определения М. А. Сенкевич). Кислые лавы и туфы франского яруса отмечаются В. А. Бушем (1963) в южных и западных частях Джунгарского Алатау.

Каменноугольные отложения на описываемой территории начинаются куарасанской свитой. В основании свиты залегает мощный горизонт базальных конгломератов, свидетельствующий о длительном региональном перерыве на границе девонской и каменноугольной эпох. В нижней части свиты преимущественным развитием пользуются вулканогенно-осадочные породы — туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, перемежающиеся с туфами смешанного состава,

отдельными линзами алевролитов и углистых сланцев. Верхняя, более мощная часть свиты, представлена кислыми вулканогенными породами — игнимбритами и туфолавами дацитов, липарито-дацитов и липаритов с горизонтами туфов смешанного состава и отдельными стратифицированными линзами андезитов и их туфов.

Среди ископаемой флоры, собранной на различных участках, М. И. Радченко определила следующие нижнекаменноугольные формы, свидетельствующие о визе-намюрском возрасте отложений: Caenodendron primaevus Zal., C. sp., Lepidodendron kirgisicum Zal., L. sp., Knorria sp., Asterocalamites scrobiculatus (Schloth.) Zeil. Asterocalamites sp., Cardionoura sp., Angaropteridium sp.

На куарасанскую свиту с заметным размывом налегают отложения долантауской свиты, представленные песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами с прослоями и линзами известняков, туфов смешанного состава, конгломератов и гравелитов.

В составе долантауской свиты картируются мощные стратифицированные линзы андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов, представляющие собой руины стратовулканов; реже встречаются крупные куполовидные тела, сложенные андезитами, андезито-базальтами и их лавобрекчиями, без признаков стратификации (руины куполовидных вулканов). Подчиненное развитие имеют туфолавы, игнимбриты и туфы кислого состава.

Возраст долантауской свиты (намюр — средний карбон) устанавливается на основании остатков ископаемой флоры, собранных в горах Котуркаин, Котуркей, Чаган, Жалгызагаш, Долантау и др., среди которых М. И. Радченко определены: Caenodendron primaevus Zal., C. sp., Lepidodendron kirgisium Zal., L. sp., Sigillaria cf. tesselata Brongn., S. sp., Asterocalamites scrobiculatus (Schloth.) Zell., Asterocalamites sp.

Стратиграфически выше долантауской залегает айнабулакская свита. В ее составе преимущественным распространением пользуются игнимбриты и туфы липаритов и липарито-дацитов, туффиты, туфопесчаники. В отдельных разрезах встречаются эффузивы и туфы андезитового состава. Весьма характерно присутствие в верхней части свиты маркирующего горизонта липаритовых игнимбритов, отмечаемого в большинстве разрезов.

Возраст айнабулакской свиты определяется на основании несогласного ее налегания на отложения долантауской свиты, содержащих флору, а также поскольку она в ряде разрезов со следами размыва перекрывается отложениями конуроленской свиты.

Конуроленская свита, возраст которой устанавливается в пределах верхнего карбона — нижней перми, пользуется широким развитием в центральной части описываемого региона, в горах Ашудасты, Жельдыкара, Аркалык, Матай, Дигерес, Малайсары, Катутау, Дувантау и пр. Характерной особенностью свиты является широкое развитие в ее составе вулканогенно-терригенных (вулканогенно-молассовых) образований, а также синхронных им мощных стратифицированных линз андезитов, андезито-базальтов и их туфов, представляющих руины крупных стратовулканов (Г. М. Фремд, 1963). Мощность свиты непостоянна, колеблется в пределах 200—1200 м. В основании свиты нередко наблюдаются горизонты и линзы базальных конгломератов, содержащих гальку нижележащих игнимбритовых толщ.

Верхнекаменноугольный — нижнепермский возраст свиты устанавливается по находкам в горах Чулак, Атыджек и др. флоры (определения К. З. Сальменовой). Knorria sp., Lepidodendron sp., Sphenophyllum cf. cuneifolium Sterub., Sphenopteris sp., Rhodea sp. n. (aff. R.

javorakyi Radcz.), Samaropsis sp., Cakamites sp., Paracalamites sp. Phyllotheca sp., Pteridorachis sp., Walchia sp., Lobachia piniformis Sterab., Voltzia cf. heterophylla Brongn.

Отложения катутауской свиты, залегающие в непрерывных разрезах, иногда со следами размыва и горизонтами базальных конгломератов на нижележащих толщах, представлены мощными пачками туфолав и игнимбритов дацито-липаритового, липаритового и трахилипаритового состава с маломощными прослоями и линзами песчаников, туфопесчаников и туфов смешанного состава. Нередко в составе свиты отмечаются мощные (до 500 м) стратифицированные линзы андезитобазальтов и их туфов, представляющих как и в конуроленской свите руины синхронных стратовулканов. Мощность свиты колеблется в пределах 450—750 м.

Нижне-верхнепермский возраст свиты устанавливается по находкам флоры в г. Дигерес, Чулак и др. (определения К. З. Сальменовой): Phyllotheca sp., Calamites sp., Paracalamites sp., Dicranophyllum cf. kirgisicum Tschern., Lebachia aff. piniformis (Schloth. para) Florin., L. piniformis Sternb., Ernestiodendron filiciformis Sternb., Voltzia heterophylla Brongn, Strobilites sp., Ulmannia (?) sp., Carpolites sp., Samaropsis sp.

Кузгунская свита по особенностям геологического строения и составу аналогична катутауской и отделяется от нее на основании отчетливо выраженных следов размыва с горизонтами базальных конгломератов, наблюдающихся в г. Катутау, Дигерес, Чулак. Преимущественным распространением в составе свиты пользуются игнимбриты и туфолавы трахилипаритового состава с линзами и прослоями слоистых туфов, туфопесчаников, туффитов. Встречаются стратифицированные линзы андезитов и их туфов, представляющие руины стратовулканов, синхронных во времени образованию самой свиты. Мощность свиты колеблется в пределах 200—800 м.

Верхнепермский возраст свиты устанавливается по находкам флоры Dzungariella sp., Thinn-feldia sp., Tersiella sp., Ernestiodendron filiciformae (Schloth. para) Florin, Lebachia frondosa (Ronault) Florin, Ulmannia sp. (определения К. З. Сальменовой) в г. Дигерес, Чулак и др.

Достарская свита, венчающая разрез верхнего палеозоя Южной Джунгарии, наиболее широко развита на западе в хр. Малайсары. На востоке сравнительно крупные площади, занятые отложениями этой свиты, известны в горах Катутау и Улькункалкан.

По составу достарская свита довольно отчетливо разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно линзами грубообломочного плохо сортированного валунногалечного материала, чередующегося с прослоями косослоистых красноцветных песчаников и потоками туфолав (игниспумитов) и игнимбритов кислого состава. Характер этих отложений указывает на их образование в своеобразных условиях, типичных для вулканогенно-молассовой (лахаровой) формации (В. К. Роман, 1960). Верхняя подсвита представлена андезитами, андезито-базальтами и их туфами с прослоями и линзами красноцветных туфопесчаников и гравелитов. Суммарная мощность свиты колеблется в пределах от 400 до 600 м.

Пермо-триасовый возраст свиты определяется по многочисленным находкам флоры в горах Малайсары (К. З. Сальменова, А. Н. Криштофович и др.).

Возраст айнабулакской, катутауской, кузгунской и достарской свит подтверждается, кроме того, данными абсолютного возраста (Кляровский, Фремд, 1963).

Среди плутонических (интрузивных) пород Южной Джун-

гарии главная роль принадлежит послепермскому субвулканическому комплексу гранитоидов, представленному отдельными массивами и многочисленными экструзиями и некками, приуроченными, как правило, к жерлам древних вулканических аппаратов. Для пород комплекса характерна отчетливо выраженная комагматичность с вулканической (эффузивно-пирокластической) серией пород.

Широко развит комплекс каменноугольных и послекаменноугольных субвулканических андезито-базальтов, образующих некки и экструзивные купола в пределах андезитовых стратовулканов. Значительным распространением пользуются также позднемезозойские, а, возможно, и кайнозойские андезито-базальты, представленные силлами, некками и дайками, прорывающими породы послепермского интрузивного комплекса.

Наконец, в северной части региона, в ядрах антиклинальных структур, известны крупные массивы доверхнекаменноугольных гранитоидов, а также отдельные тела гранитоидов каледонского возраста.

Приведенный выше геологический обзор Южной Джунгарии характеризует ее как самостоятельную структурно-фациальную область, сходную по своему геологическому строению с другими частями Джунгарского компенсационного прогиба и вместе с тем резко отличающуюся от области Джунгарского верхнепалеозойского поднятия. Основные черты сходства и различия этих структурно-фациальных областей удобней всего проследить при сравнении двух типов разрезов — Илийского, характеризующего Южную Джунгарию и область всего компенсационного прогиба и Центрально-Джунгарского, представляющего область Джунгарского поднятия (рис. 1—4).

Илийский тип разреза, как мы видели на примере Южной Джунгарии, отличается значительной мощностью среднего и верхнего — существенно вулканогенного палеозоя, лежащего на каледонском, а местами и докембрийском основании, сложенном мощными (видимая мощность 4—5 км) немыми толщами интенсивно дислоцированных, смятых в крутые изоклинальные складки метаморфических пород — гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов с линзами и пачками мраморизованных известняков. Встречающиеся в разрезе фундамента фаунистически охарактеризованные, преимущественно карбонатные, отложения имеют силурийский возраст.

Верхний структурный ярус, суммарная мощность которого достигает 4—5 км, представлен континентальными, существенно вулканогенными отложениями девона, карбона, перми и триаса, отдельные толщи и свиты которого разделены между собой лишь незначительными перерывами. Следует лишь отметить, что девонские вулканогенно-красноцветные отложения в Южной Джунгарии по сравнению с одновозрастными отложениями Алакульской впадины отличаются сокращенным разрезом.

Центрально-Джунгарский разрез представлен морскими мелководными флишоидными и молассовыми отложениями, преимущественно среднего палеозоя (девона — нижнего карбона), залегающими на складчатом фундаменте из яшмо-кварцитов и кристаллических сланцев нижнего палеозоя или допалеозоя.

В одних случаях на протерозойские гнейсы и кристаллические сланцы через маломощные пачки существенно конгломератовых отложений силура налегают толщи нижнего, среднего и верхнего вулканогенно-осадочного девона мощностью до 3,5—4 км и небольшой мощности (200 м) конгломерато-песчаниковые отложения нижнего карбона. В других случаях, как правило, в Кентерлау-Саркандской и Тастауской подзонах, на протерозойском или нижнепалеозойском основании из

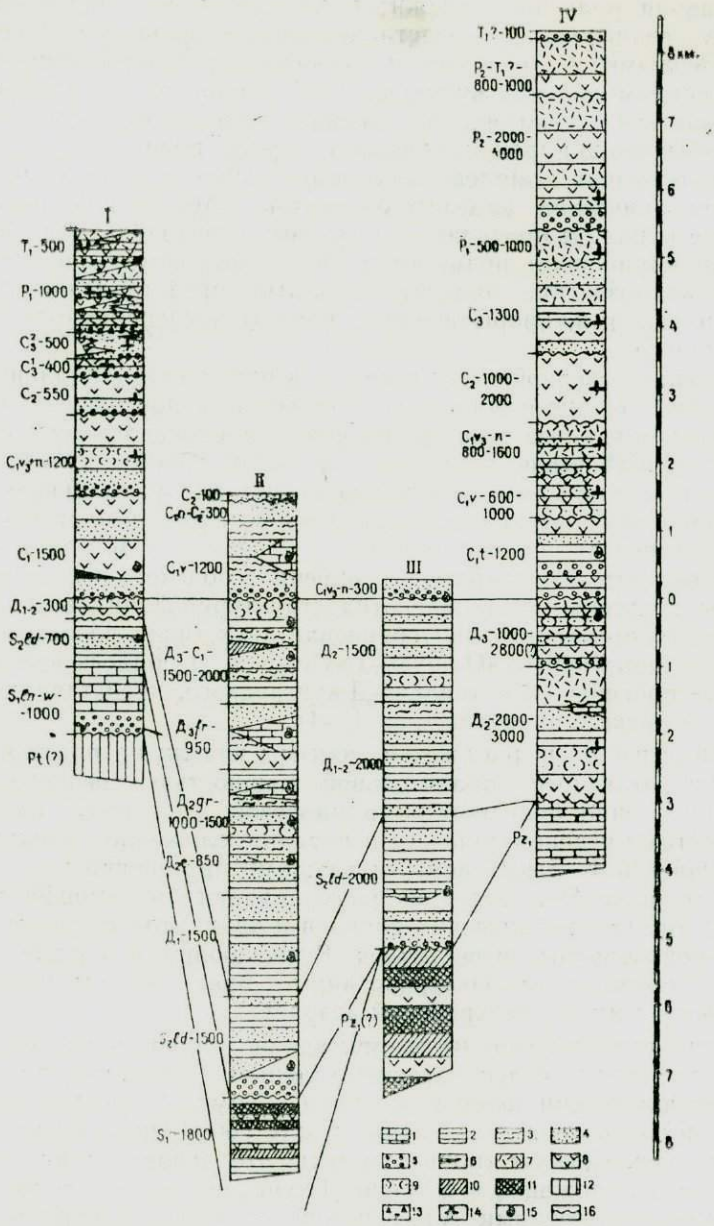



**Рис. 1—4. Схема сопоставления разрезов структурно-фациальных зон.**
I — Илийская зона, II — Тастауская зона, III — Кентерлау-Саркандская зона, IV — Токрау-Алакульская зона.

1 — известняки, мергели, 2 — глинистые, кремнисто-глинистые, филлитовидные и серицито-хлоритовые сланцы, 3—алевролиты, 4—песчаники, 5—конгломераты, 6—пласты углей, 7—эффузивы и туфы кислого состава, 8—эффузивы основного и среднего состава и их туфы, 9—туфопесчаники, туфоконгломераты, 10—яшмы, 11—кварциты, 12—кристаллические сланцы, гнейсы, 13—лахаровые брекчии, 14 — флора, 15 — морская фауна, 16 — несогласие, размыв, складчатость.

Разрез по Илийской зоне составил Г. М. Фремд, по данным С. Е. Майрина, В. В. Науменко, Г. М. Фремда и др., остальные разрезы заимствованы из работы Н. А. Афоничева (1960).

яшмо-кварцитов и кристаллических сланцев наблюдается непрерывный разрез среднепалеозойских отложений мощностью 6—9 км — от верхнего силура до верхнего визе и даже намюра (Кентерлау-Саркандская подзона), а местами и среднего карбона (Тастауская подзона), представленных осадочными флишоидными образованиями.

Наконец, в пределах Южно-Джунгарской зоны Н. А. Афоничева на протерозойские кристаллические сланцы налегают мощная известняково-сланцевая толща ордовика (мощностью до 2 км), песчано-глинистые отложения силура (мощностью около 1,5 км) и вулканогенно-осадочные отложения визе-намюра небольшой мощности (до 500 м).

Только в строении Бораталинской подзоны наряду со среднепалеозойскими осадочными толщами принимают участие и верхнепалеозойские отложения. Последние представлены маломощными, пользующимися ограниченным распространением существенно вулканогенными наземными фациями.

Таким образом, выступающие вполне отчетливо различия между илийским и центрально-джунгарским типами разрезов сводятся к следующему:

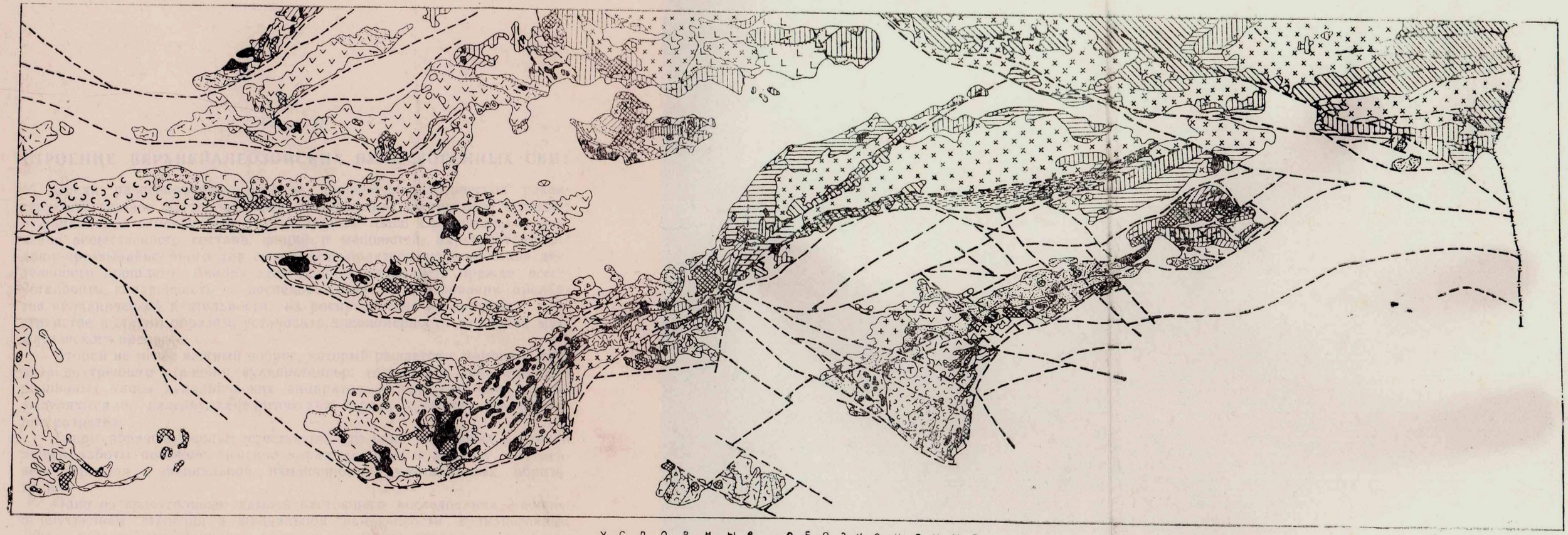
1. Морской, флишевый характер и большие мощности среднепалеозойских отложений в центрально-джунгарском типе разреза.

2. Континентальный вулканогенный характер и небольшие мощности среднепалеозойских отложений в илийском типе разреза.

3. Значительные мощности вулканогенных верхнепалеозойских отложений в илийском типе разреза и практическое отсутствие одновозрастных отложений в центрально-джунгарском типе разреза.

На основании вышеизложенного можно говорить о существовании на обширной внутренней территории Юго-Восточного Казахстана лишь двух, принципиально отличающихся по истории своего развития структурно-фациальных областей: Центрально-Джунгарской, развивающейся в пределах Джунгарского верхнепалеозойского поднятия, и Илийской, охватывающей площадь Джунгарского верхнепалеозойского компенсационного прогиба.

Из приведенных выше данных очевидно, что в составе 11 средне-верхнепалеозойских вулканических толщ, слагающих верхний структурный ярус в Южной Джунгарии, преимущественным развитием, по сравнению с девоном, пользуются отложения карбона, перми и триаса. Поэтому рассмотрение вулканогенных толщ девона при ограниченном их развитии и спорности стратиграфического положения не представило бы особенного интереса и не обеспечило бы необходимой достоверности выводов. Наоборот, широкое площадное развитие каменноугольных и пермо-триасовых толщ, возможность проследить их на значительных расстояниях и изучить в прекрасных естественных разрезах, наконец, относительно хорошо разработанная и обоснованная стратиграфия говорят о целесообразности ограничиться исследованием верхнепалеозойских вулканогенных образований.



У С Л О В Н Ы Е  О Б О З Н А Ч Е Н И Я

## ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ

**Составили Г. М. Фремд, А. С. Каменский.**

**1** — мезокайнозойские отложения нерасчлененные, **2** — достарская свита ($P_2 - T_1$), **3** — верхнемезозойские граниты, гранит-порфиры, граносиениты, гранодиориты (южно-джунгарский субвулканический комплекс), **4** — кузгунская свита ($P_2$), **5** — катутауская свита ($P_1 - P_2$), **6** — конуроленская свита ($C_3 - P_1$), **7** — айнабулакская свита ($C_2 - C_3$), **8** — среднепалеозойские граниты, гранит-порфиры, граносиениты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты (центрально-джунгарский комплекс), **9** — долантауская свита ($C_{1-2}$), **10** — куарасанская свита ($C_1$), **11** — борохудзирская свита ($D_3 - C_1$), **12** — коктасская свита ($D_3$), **13** — дувантауская свита ($D_{2-3}$), **14** — алтынэмельская свита ($D_2$), **15** — нижний девон, кобленцский ярус, **16** — силур (S), **17** — нижний палеозой, **18, 19, 20, 21, 22** — нижне, средне и верхнепалеозойские околожерловые андезиты, андезито-базальты и их пирокласты (реликты стратовулканов, куполовидных вулканов, вулканов ареального типа и пр.), **23** — средне и верхнепалеозойские липариты, липарито-дациты, трахилипариты, трахиты жерловой фации, **24** — средне и верхнепалеозойские андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты жерловой фации, **25** — тектонические нарушения, **26** — зоны смятий.

## Глава II

# СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СВИТ

Среди разнообразных методов палеовулканологических реконструкций важное место занимает исследование внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ. Сравнительное изучение вещественного состава, фаций и мощностей, их сопоставление дают чрезвычайно много для выяснения характера вулканической деятельности прошлого. Анализ этих данных позволяет, прежде всего, установить синхронность и последовательность образования продуктов вулканической деятельности, их распределение во времени и пространстве и, таким образом, установить закономерности эволюции магматического процесса.

Второй не менее важный вопрос, который решается с помощью анализа внутреннего строения вулканогенных толщ — это реконструкции различных типов вулканических аппаратов, которые обычно хорошо выделяются на палеовулканологических картах и схемах сопоставления разрезов.

Таким образом, вполне естественно, что один из первых разделов нашей работы посвящен именно характеристике и анализу внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных образований.

Один из краеугольных камней настоящего исследования — вопрос о внутреннем строении и фациальной изменчивости вулканогенных свит — может быть обоснован лишь в результате сопоставления большого числа разрезов, достаточно полно характеризующих геологические особенности вулканогенной серии.

Для этой цели, прежде всего, представляется важным рассмотреть опорные разрезы, позволяющие обосновать принятые стратиграфические схемы и проследить взаимоотношения между свитами.

Вслед за тем, для детализации опорных разрезов и, главным образом для характеристики внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных свит, необходимо сопоставить еще около 40 дополнительных (частных) разрезов. Большинство из них составлено коллективом лаборатории палеовулканологии под руководством автора. Использование материалов других исследователей было крайне затруднено в связи с отсутствием однообразия в номенклатуре и в описаниях вулканогенных пород.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

Порядок рассмотрения опорных разрезов определяется необходимостью обеспечить последовательность и преемственность при характеристике вулканогенных свит верхнего структурного яруса, начиная с

самых древних, относящихся к девону, и кончая наиболее молодыми свитами нижнего триаса (рис. II—1).

Первым рассматривается опорный разрез в горах Долантау (разрез № 1), в котором представлены самые нижние горизонты вулканогенной серии.

Следующий к западу опорный разрез (разрез № 2), составленный в г. Долантау, по логу Арчуок, сохраняет полную преемственность по отношению к предыдущему. В нем представлены средние горизонты вулканогенной серии.

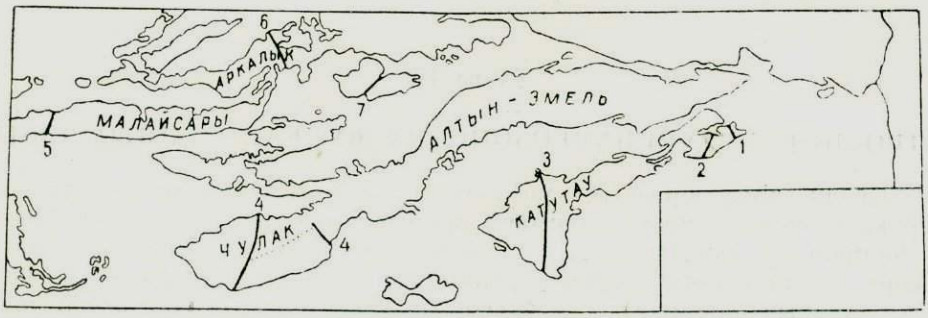



**Рис. II—I. Схема расположения опорных разрезов Южной Джунгарии**

Наконец, в 3-м разрезе, составленном в г. Катутау и хорошо увязывающимся по кровле долантауской свиты с предыдущим разрезом, можно наблюдать средние и самые верхние горизонты вулканогенной серии.

Таким образом, первые 3 из рассмотренных опорных разрезов, опирающихся также на ряд дополнительных разрезов, дают вполне определенную и обоснованную картину стратиграфической последовательности вулканогенных свит для восточной части региона.

Достоверность стратиграфических взаимоотношений между свитами в первых трех разрезах во многом определяется и весьма благоприятными особенностями геологического строения гор Долантау и Катутау. Из этих особенностей, в частности, можно отметить:

1. Сравнительно простую брахисинклинальную структуру, позволявшую наблюдать не только последовательное залегание свит от крыльев к ядру брахисинклинали, но и их фациальную изменчивость, чем эта структура выгодно отличается от моноклинального залегания пород в большинстве других районов, и конечно, от полей интенсивно нарушенных дислокациями.

2. Прекрасной обнаженностью района, позволяющей прослеживать все горизонты и пласты вулканических пород по простиранию.

3. Наличием в основании разреза и в ряде вулканогенных свит горизонтов с флорой хорошей сохранности. В этом весьма важном отношении горы Долантау и Катутау выгодно отличаются от большинства других горных массивов, поскольку в основании их разрезов флора почти неизвестна.

4. Наличием детальных геологических, литолого-петрографических и геохимических разрезов с данными химических и спектральных анализов, характеризующих отдельные свиты.

Остальные опорные разрезы (№№ 4, 5, 6 и 7) позволяют распространить уже установленные стратиграфические взаимоотношения между свитами на всю остальную территорию Южной Джунгарии.

Так, разрез № 4, составленный в западной части хр. Алтынэмель, позволяет проследить далее на запад полосу вулканогенных пород, рас-

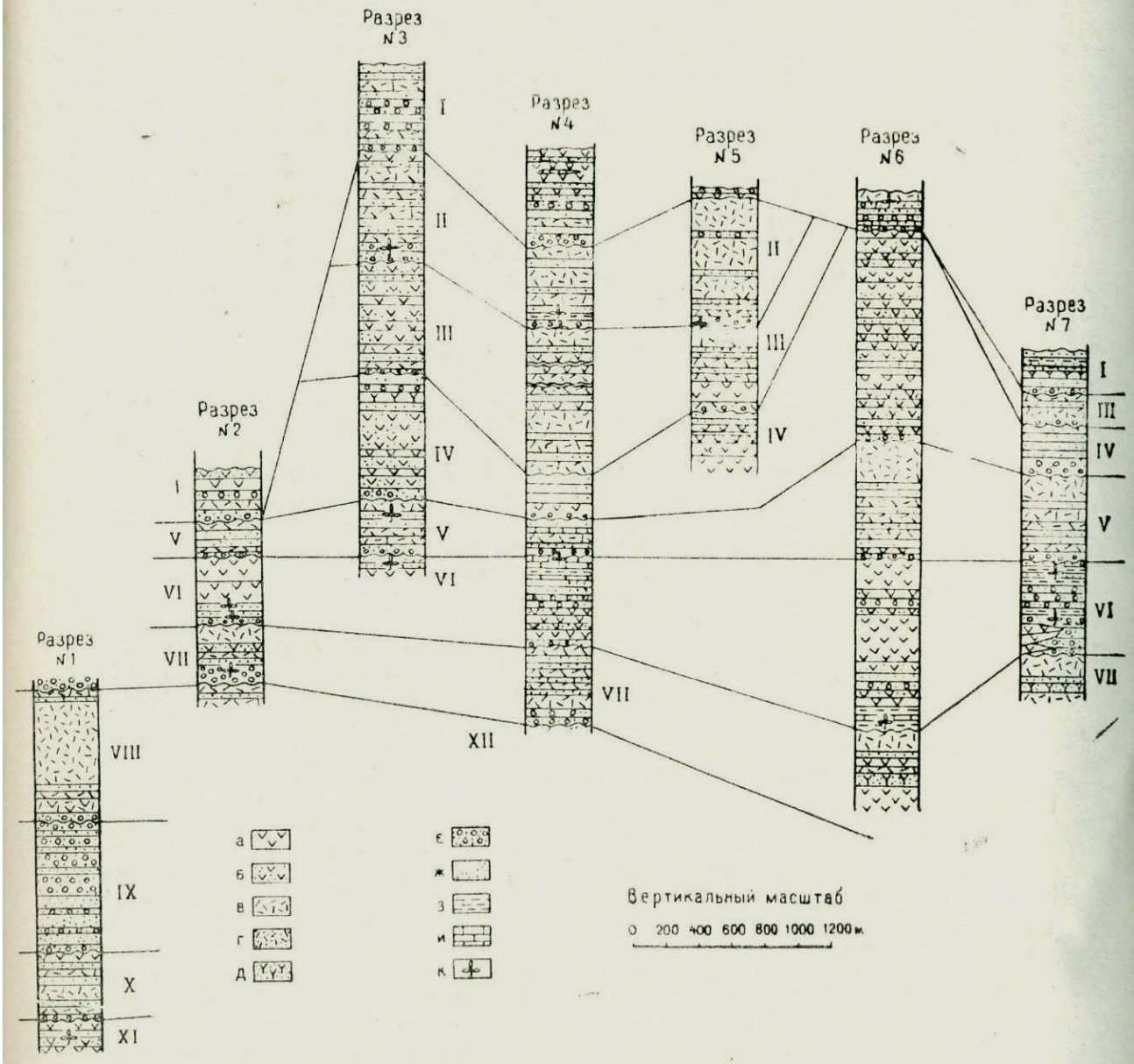



**Рис. II—2. Схема сопоставления опорных разрезов Южной Джунгарии.**

а — андезиты и андезито-базальты; б — их туфы; в — игнимбриты, игнеспумиты липаритов и липарито-дацитов; г — туфы липаритов и липарито-дацитов; д — туфы смешанного состава; е — конгломераты, фангломераты, лахаровые брекчии; ж — туфопесчаники и песчаники; з — туфоалевролиты; и — известняки; к — места сборов ископаемой флоры.

Название свит: I—достарская ($P_2$—$T_1$); II—кузгунская ($P_2$); III — катутауская ($P_{1-2}$); IV — конуроленская ($C_3$—$P_1$); V — айнабуская ($C_2$—$_3$); VI — долантауская ($C_{1-2}$); VII — куарасанская ($C_1$); VIII — борохудзирская ($C_1$); IX—коктасская ($Д_3$ — $C_1$); X—дувантауская ($Д_2$—$_3$); XI — алтынэмельская ($Д_1$—$_2$); XII—силур (S).

смотренную в первых трех разрезах. Вместе с тем, в разрезе № 4 удается наблюдать налегание верхнего палеозоя на породы фундамента, скрытого во всех остальных разрезах.

Разрезы №№ 5, 6 и 7 характеризуют западную и северо-западную части территории. В разрезе № 5, составленном в г. Малайсары, хорошо представлены средние и верхние части вулканогенной серии. Весьма ценным в этом разрезе является находка флоры хорошей сохранности, позволяющей точно датировать возраст пермо-триасовых отложений.

Опорные разрезы №№ 6 и 7 охарактеризованы флористически и дают, таким образом, наиболее полное представление о последовательности залегания и взаимоотношениях вулканогенных свит на севере рассматриваемой территории.

Кроме того, в этих разрезах отчетливей всего проявляется влияние Джунгарского верхнепалеозойского поднятия, выражающееся в заметном сокращении мощностей и даже полным выпадением из разреза отдельных вулканогенных свит.

### Разрез I

Для характеристики самых нижних горизонтов вулканогенной серии рассмотрим разрез, составленный в восточной части гор. Долантау (рис. II—2, разрез I).

В основании разреза, в каньонообразном ущелье реки Борохудзир, промытом вкрест простирания крупной Куарасанской синклинальной структуры залегает:

1. Толща миндалекаменных андезито-базальтов, их лавобрекчий и туфов с прослоями туффитов и туфопесчаников, условно относимых к алтынэмельской свите, девонский возраст которой доказывается находками флоры из группы псилофитов (сборы А. С. Каменского, определения М. А. Сенкевич, 1963 год).

Мощность этой толщи в южном крыле синклинали достигает 300—1000 м, а в северном — не превышает 300 м. Следует отметить, что как в первом, так и во втором случае наблюдается неполный разрез свиты: в северном крыле свита прорывается экструзивным телом липаритов, в южном — основание разрезов скрыто под кайнозойскими отложениями.

2. Стратиграфически выше без видимого несогласия, а на отдельных участках со следами размыва, залегает дувантауская эффузивно-пирокластическая свита, также девонского возраста, судя по ее положению в разрезе. В ее состав, в северном крыле синклинали, входят преимущественно игнимбриты и туфолавы липаритового состава, чередующиеся с горизонтами краснобурых туфопесчаников. В верхах свиты фиксируется покров андезито-базальтов 50-метровой мощности. Суммарная мощность свиты по разрезу — 520 м.

3. На отложениях дувантауской свиты залегает мощная толща красноцветных туфо-конгломератов и туфопесчаников, относимая к коктасской свите. От подстилаемых отложений она отделена резкой границей, местами сопровождающейся размывом. Девонский возраст ее определен также по данным о положении в разрезе ниже палеонтологически охарактеризованной куарасанской свиты. Мощность коктасской свиты — 800 м.

4. В ядре куарасанской синклинали на отложениях коктасской свиты залегают отложения следующей, борохудзирской свиты. С подстилающими породами они граничат по резкому контакту, местами осложненному размывом. Свита начинается конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются дацитовыми и липаритовыми

игнимбритами, чередующимися с красноцветными туфопесчаниками и туффитами. Мощность свиты по разрезу — 800 м.

Отложения борохудзирской свиты прослеживаются непосредственно к западу вплоть до лога Арчуок, где они наблюдаются в основании следующего опорного разреза.

## Разрез 2

В этом разрезе, составленном по логу Арчуок (рис. II—2, разрез 2) низы борохудзирской свиты скрыты под рыхлыми отложениями межгорной долины, а на верхних ее горизонтах, представленных как и в предыдущем разрезе туфолавами и туфами дацито-липаритов, отделяемые крупным размывом, залегают:

1. Базальные крупногалечные конгломераты куарасанской свиты с галькой нижележащих кислых эффузивов и их туфов, а также андезитов. Их мощность — 140 м.

2. Выше залегают принадлежащие к той же свите переслаивающиеся зеленовато-серые и бурые крупнообломочные туфы среднего и кислого состава, туфоагломераты, туфопесчаники, песчаники и конгломераты. В верхней части пачки преобладают туфы и игнимбриты липарито-дацитов. Мощность — 220 м. Суммарная мощность куарасанской свиты по разрезу — 360 м.

В нижних горизонтах свиты в темно-серых среднезернистых песчаниках, по данным В. Д. Стеркина (1961), содержится флора Asterocalamites cf. scrobiculatus (Schoth.) Zeiller, Neocalamites? cf. cistiformis (Stur.) Hirmer, Angaropteridium sp., Pteridorachis sp., определенная К. З. Сальменовой и указывающая, по ее мнению, на нижнекаменноугольный возраст отложений.

На размытой поверхности серо-зеленых туфов куарасанской свиты, без видимого углового несогласия, через горизонт базальных конгломератов залегают отложения долантауской свиты, которой принадлежат:

3. Переслаивание серо-зеленых и бурых литокристаллокластических туфов смешанного состава, туфопесчаников, туффитов. Мощность — 120 м.

4. Переслаивание андезитов и туфов, мощность — 160 м.

5. Андезиты и андезито-базальты околожерловой фации, мощность — 110 м.

Таким образом, суммарная мощность долантауской свиты составляет 390 м. Среди туфопесчаников нижней части свиты встречена обильная флора (сборы Н. В. Левина, 1959; В. Д. Стеркина, 1962; В. В. Абрамичева и А. В. Потехи, 1962), среди которой М. Ф. Нейбург, К. З. Сальменовой и М. И. Радченко определены следующие виды, указывающие, по их мнению, на нижнекаменноугольный возраст свиты: knorria sp., Lepidodendron sp., L. obovatum Sternb., Sigillaria (Rhytidolepis ?) sp., Calamites sp., Neocalamites (Asterocalamites) sp., Asterocalamites (Calamites) karagandensis Borsuk, Asterocakamites scrobiculatum (Schloth.) Zeill., Belonophyllum sp., Pteridorachis sp., Neurocardiopteris asiatica Radcz., Dosmiophyllum sp., Samaropsis sp., Trigonocarpus sp.

Далее на запад долантауская свита почти непрерывно прослеживается до фермы Айна-Булак в г. Катутау. Таким образом, устанавливается прямая взаимосвязь между арчуокским и следующим, айнабулакским (центрально-катутауским) разрезом.

6. Следующая айнабулакская свита начинается горизонтом туфоконгломератов, переходящих в туфопесчаники и туффиты с

прослоями игнимбритов и игниспумитов дацито-липаритового состава. В средней части свиты развиты туффиты, туфогенные песчаники, туфы смешанного состава. Верхние горизонты свиты сложены преимущественно игниспумитами липаритов. Общая их мощность в разрезе 200 м. Возраст свиты определяется по ее положению в разрезе непосредственно выше флористически охарактеризованной долантауской свиты.

7. На липаритовых игниспумитах айнабулакской свиты с большим размывом залегают отложения достарской свиты. Нижние горизонты свиты представлены весьма характерными крупновалунными конгломератами и фангломератами (лахаровыми брекчиями) и песчаниками с прослоями игниспумитов трахилипаритового состава. Мощность — 200 м. В верхах свиты развиты андезиты, андезито-базальты и их туфы. Видимая мощность 100—120 м.

### Разрез № 3

В этом разрезе (рис. II—2, разрез 3), прослеженном в меридиональном направлении через центральную часть гор Катутау (на юг от фермы Айнабулак), обнажаются (снизу вверх):

1. Отложения долантауской свиты, представленные темно-зелеными андезито-базальтами и их туфами, сменяющимися выше по разрезу туфами смешанного состава, туфопесчаниками и известковистыми песчаниками с флорой хорошей сохранности. Мощность — 95 м. Флора, собранная нами в горизонте известковистых песчаников, определена К. З. Сальменовой (1961) как Sigillaria (Archaeosgiliaria) sp., Lepidodendron sp., Ptychodendron sp., что, по ее данным, соответствует верхам нижнего — низам среднего карбона.

2. На размытой поверхности туфопесчаников без видимого углового несогласия залегают мелкогалечные конгломераты айнабулакской свиты, подстилающие мощную слоистую пачку туфов кислого и смешанного состава, туфопесчаников, туффитов, с отдельными горизонтами игнимбритов и игниспумитов липаритового или липарито-дацитового состава. Количество игнимбрито-игниспумитовых горизонтов увеличивается в средней части разреза. Выше развита пачка туффитов, туфогенных песчаников, туфов смешанного состава. Свиту венчает горизонт липаритовых игнимбритов. Общая мощность айнабулакской свиты — 320 м.

Возраст айнабулакской свиты определяется главным образом во взаимоотношении с ниже- и вышележащими свитами, поскольку обнаруженные остатки флоры отличаются плохой сохранностью и определяются в очень широком возрастном диапазоне. Так, флора, собранная В. В. Галицким и И. В. Картюшовым (1933) в зеленовато-серых песчаниках средней части свиты в районе фермы Айнабулак, определена А. Н. Криштофовичем как Lepidodendron sp., вследствие чего указывается на нижнекаменноугольный возраст свиты. С другой стороны, остатки флоры, собранные В. Д. Стеркиным (1961) несколько восточней также в средней части разреза, определены К. В. Сальменовой Walchia sp., на основании чего она делает заключение о нижнепермском возрасте свиты. Наконец, коллективом лаборатории палеовулканологии в районе Койбынского ущелья собраны многочисленные отпечатки папоротниковидных, отнесенных К. З. Сальменовой к каменноугольному времени.

3. На горизонте липаритовых игнимбритов верхов айнабулакской свиты со следами размыва залегают зеленые и зелено-серые грубозернистые туфопесчаники, туффиты и туфы смешанного состава конуроленской свиты. Мощность — 30 м.

4. Выше развита слоистая стратифицированная толща андезитов и их туфов той же конуроленской свиты. Мощность 417 м. В том числе мощность андезитов — 25 м, туфов — 392 м.

5. Верхи свиты сложены туфами смешанного состава, туфопесчаниками, туффитами. Мощность 150 м. Суммарная мощность свиты — 597 м.

6. На туфопесчаниках конуроленской свиты через горизонт крупногалечных конгломератов (мощностью — 15 м) залегает толща вишнево-красных и пепельно-серых липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов с прослоями туфоагломератов, грубозернистых туфов, туффитов и туфопесчаников катутауской свиты. Мощность — 158 м.

7. Стратифицированная толща андезитов, андезито-базальтов и их туфов. Мощность 502 м. В том числе андезитов и андезито-базальтов — 42 м, туфов — 460 м. Суммарная мощность катутауской свиты 660 м.

8. Отложения следующей кузгунской свиты начинаются мощной пачкой красно-бурых разнозернистых песчаников и туфопесчаников с прослоями и линзами известковистых песчаников, туфов смешанного состава, туфоагломератов, фангломератов с галькой кислых туфолав и андезитов. Мощность — 150 м.

9. Ритмическое переслаивание игнимбритов и игнимбритов липарито-дацитового, липаритового и трахилипаритового состава с пачками красно-бурых туфопесчанков с прослоями андезитов в верхах разреза. Мощность — 501 м. Общая мощность кузгунской свиты 651 м. В известковистых песчаниках нижней пачки А. С. Каменским (1963 г.) собрана флора (Ullmannia sp., и др.), подтверждающая верхнепермский возраст отложений.

10. Разрез венчается отложениями достарской свиты, хорошо наблюдающимися в отвесных стенках горы Достар. Они представлены невыдержанными по мощности горизонтами и линзами крупногалечных фангломератов и косослоистых туфопесчаников, чередующихся с отдельными потоками и покровами игнимбритов трахилипаритового состава. Видимая мощность 651 м.

### Разрез № 4

Следующий к западу опорный разрез в горах Матай-Дигерес-Чулак (рис. II—2, разрез 4) выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. В окрестностях перевала Тузасу (г. Дигерес), на глубоко метаморфизованных песчаниках и сланцах ландовери залегают отложения куарасанской свиты. Они начинаются горизонтом базальных конгломератов, галька которых состоит, главным образом, из нижележащих метаморфизованных пород. Мощность конгломератов 130 м.

2. Выше конгломератов залегает мощная толща липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов и игниспумитов, переслаивающихся с туфопесчаниками и туфами кислого и смешанного состава. Отдельные горизонты отличаются непостоянной мощностью и плохо выдержаны по простиранию. Общая мощность толщи по разрезу — 355 м.

3. Выше без видимого несогласия залегает толща туфов и туфопесчаников, которыми начинается долантауская свита. Мощность — 57 м.

4. Переслаивание андезитов и их туфов. Мощность — 135 м.

5. Пачка песчаников, гравелитов, туфопесчаников, туфов смешанного состава с маломощными линзами битуминозных известняков. Мощность — 372 м. В соседних разрезах известна следующая флора: Calamites sp., Trigonocarpus sp. и др. Общая мощность долантауской свиты в данном разрезе — 564 м.

6. На битуминозных известняках и песчаниках долантауской свиты с размывом залегают отложения айнабулакской свиты с горизонтом базальных конгломератов в основании. Выше залегает слоистая пачка липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов, туфов кислого состава, туфопесчаников и туффитов. Мощность свиты по разрезу 220 м.

Продолжение разреза наблюдается западней, по логу Тайгак (г. Чулак). Здесь со следами размыва на айнабулакской свите залегают отложения конуроленской свиты.

7. Нижние горизонты свиты сложены андезитами и их туфами мощностью 70 м. Выше залегает пачка фиолетово-серых и красно-бурых туфопесчаников, туфов и туфоагломератов среднего состава. Общая мощность по разрезу около 200 м. В соседних разрезах мощность свиты увеличивается до 600 и более метров за счет линз андезитов и их туфов, представляющих руины отдельных вулканических конусов.

8. Вышележащая, катутауская свита в районе лога Тайгак представлена вишнево-красными, сиреневыми, пепельно-серыми игнимбритами липаритов и дацито-липаритов с прослоями красно-бурых и фиолетово-серых туфопесчаников и туффитов. Мощность более 700 м.

9. Кузгунская свита с размывом через горизонт конгломератов и песчаников налегает на катутаускую. По литологическому составу обе свиты сходны между собой, в связи с чем нередко рассматривалась как единая свита (В. В. Науменко, С. Е. Майрин).

В разрезе наблюдается чередование игнимбритов липаритового и трахилипаритового состава с горизонтами и линзами песчаников, туфопесчаников, туффитов. Встречаются мощные линзы, представляющие руины стратовулканов — андезитов и их туфов. Мощность по разрезу — 480 м.

В основании свиты среди желто-бурых туфопесчаников и алевролитов встречены отпечатки флоры (определения К. З. Сальменовой) Sphenoperis sp., Ginkophyllum sp., Thinnfeldia sp., Lebachia piniformis (Schloth.) Florin, L. frondosa (Kenault) Florin, Ulmannia sp., подтверждающие верхнепермский возраст отложений. Кроме того, В. В. Науменко из этой же пачки указывает (определения К. З. Сальменовой): Dsungariella sp., Tersiella sp., Ernestiodenron filiciformae (Schloth para) Florin, Samaropsis sp. и др., также свидетельствующие о верхнепермском возрасте отложений.

## Разрез № 5

В хребте Малайсары, сложенном моноклинально залегающими верхнепалеозойскими вулканогенными толщами, характерный разрез наблюдается на южном склоне хребта, по логу Кызыл-Кайнар (рис. II—2, разрез 5).

1. Разрез начинается слоистой пачкой андезитов и их туфов конуроленской свиты видимой мощностью 321 м. Основание пачки скрыто под четвертичными отложениями.

2. Выше залегают красно-бурые и фиолетово-серые песчаники и туфопесчаники с прослоями туфов среднего и смешанного состава, относящиеся к той же свите. Мощность — 50 м.

Таким образом, видимая мощность конуроленской свиты определяется в 371 м. Возраст конуроленской свиты устанавливается по аналогии с соседними разрезами, содержащими флору (по данным К. З. Сальменовой к северу от ст. Жоламан найдены остатки Lepidostrobus sp.).

3 Выше залегает катутауская свита. представленная ли-

паритовыми и липарито-дацитовыми игнимпумитами, переслаивающимися с красноцветными песчаниками и туфопесчаниками. В нижней части свиты встречаются стратифицированные линзы андезитов и их туфов, мощностью 120—150 м. Мощность свиты — 520 м.

Возраст катутауской свиты устанавливается по положению в разрезе — они залегают на отложениях конуроленской свиты и перекрываются флористически охарактеризованной кузгунской свитой с горизонтами базальных конгломератов, песчаников и алевролитов в основании.

4. Кузгунская свита начинается грубозернистыми туфопесчаниками и гравелитами, переходящими по простиранию в мелкозернистые песчаники и алевролиты с обильными остатками пермской флоры. Мощность 60 м. К. З. Сальменовой (по материалам С. Е. Майрина) из этой пачки определены: Cardaites sp., Walchia sp., W. pinirormis Sternb., W. bardeana Zal., W. appressa Zal., Ullmannia biarmica (Eichw.).

5. Выше залегают пепельно-серые и вишнево-красные игнимбриты дацито-липаритов, переслаивающиеся с красноцветными и сероцветными туфопесчаниками и туффитами. Мощность — 700 м. Общая мощность кузгунской свиты по разрезу — 760 м.

6. Восточнее, в районе родника Аккудук, на размытой поверхности игнимбритов кузгунской свиты залегают красно-бурые и зеленосерые фангломераты, песчаники с отдельными прослоями андезито-базальтов достарской свиты. Мощность — более 60 м.

Среди отложений достарской свиты впервые Гриневым (1928) была собрана флора Sphenophyllum typ. S. stuckenbergii Schmal., Cordaites sp., Dicranophyllum Lima, Wakchia piniformis Sternb., Ulmannia biarbica Fiochw. (опр. А. Н. Криштофовича и М. Д. Залесского).

Позже растительные остатки Tylodendron typ, T. obscurum Zal., Pleuromeiopsis asuta sp. nov., Neocalamites sp., Paracalamites sp., Thinnfeldia (?) sp., Tersiella laciniata Radcz., sp. nov., Supaia? dissecta Radcz., sp. nov., Bovania sp., Sphenopteris sp., B. brickianea Six., S. sp. typ. S. rooccertianea Presl., S. dzhungarica Radcz., Noeggerathiopsis sp., Voltzia sp. n. typ. V. heterophylla Brongn., Widdringtonites cf. asiatica Redcz., Valchiostrobus (?)., sp., Dzhungariostrobus crassus sp. n., Ulmannia sp. nov., Cardiocarpus (?) dossus sp. n. и др. (определения Г. П. Радченко, К. З. Сальменовой и Э. Р. Орловской) были описаны и рядом других исследователей (Бувалкин, Власов, 1961 и др.).

## Разрез № 6

В горах Аркалык, вдоль железнодорожного полотна Алма-Ата — Новосибирск (рис. II—2, разрез 6) наблюдается следующий опорный разрез (снизу вверх):

1. Отложения куарасанской свиты, представленные туфами кислого и смешанного состава с отдельными мощными линзами андезитов и их туфов. Основание разреза скрыто под рыхлыми толщами. Видимая мощность — 490 метров.

Возраст свиты устанавливается по аналогии с районом урочища Жанабай (несколько восточнее описанного разреза), где П. П. Тихонов (1960 г.) указывает на наличие среди подобных отложений отпечатков флоры Caenodendron sp., C. primaevum Zal., Lepidodendron sp., L. kirghisicum Zal., Asterocakamites sp., A. scrobiculatus (Schloth.) Zeill., Cardioneura sp.

2. Выше, со следами размыва, залегают отложения долантауской свиты, состоящие преимущественно из андезито-дацитов и их туфов с отдельными линзами туфопесчаников и туффитов. В низах

свиты встречаются горизонты известняков и известковистых песчаников. Общая мощность — 1060 м. Принадлежность отложений к долантауской свите устанавливается по их положению в разрезе и по аналогии с подобными отложениями в г. Жалгызагаш, где они охарактеризованы флористически (см. разрез 7).

3. Выше, со следами размыва, залегает айнабулакская свита, в составе которой преимущественным развитием пользуются игнимбриты, игниспумиты и туфы липаритового состава, отчасти туфопесчаники, туфоагломераты, туффиты. Мощность — 725 м. Возраст свиты определяется по положению в разрезе и по аналогии с соседними разрезами.

4. Отложения вышележащей конуроленской свиты, залегающие с незначительным размывом на липаритовых игнимбритах и игниспумитах айнабулакской свиты, представлены туфопесчаниками, туфоагломератами, туфами смешанного состава с мощными линзами андезитов и их туфов, представляющих, как уже отмечалось при характеристике других разрезов, руины каменноугольных стратовулканов. Общая мощность— 1240 м. Возраст свиты определяется по положению в разрезе ниже флористически охарактеризованной достарской свиты.

5. Венчают разрез красноцветные косослоистые песчаники и фангломераты достарской свиты, лежащие с размывом и несогласием на нижележащих андезито-базальтах конуроленской свиты. Общая мощность— 240 м. Возраст достарской свиты устанавливается на основании флористических остатков (Бувалкин, Власов, 1961).

## Разрез № 7

В г. Жалгызагаш (рис. II—2, разрез 7) опорный разрез имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Туфы кислого и смешанного состава, в верхней части игнимбриты и игниспумиты липаритов и трахилипаритов куарасанской свиты. Мощность — 300 м.

2. Отложения долантауской свиты начинаются горизонтом конгломератов с галькой андезитов, липаритовых игнимбритов, алевролитов мощностью 180 м. Конгломераты замещаются стратифицированными толщами андезито-базальтов и их туфов, мощность которых достигает 500 метров.

3. Выше в составе долантауской свиты фиксируется пачка пестроцветных гравелитов, полимиктовых песчаников и туфопесчаников с редкими прослоями и линзами алевролитов и известняков. Мощность 240—380 м. Суммарная мощность долантауской свиты в данном разрезе колеблется от 400 до 800 метров.

Возраст отложений устанавливается на основании определения растительных остатков (сборы В. Г. Севастьянова, П. П. Тихонова): Lepidodendron sp., Sigillaria sp., Sigillaria cf. tesselata Brongn., S. cf. limbata Zel., Calamites (Neocalamites?) sp. (определения М. И. Радченко), заключенных в алевролитах и известняках в верхней части свиты.

4. Отложения айнабулакской свиты, залегающие с размывом на породах долантауской свиты, представлены главным образом игнимбритами липаритового и дацитового состава, чередующимися с прослоями песчаников, туффитов и отчасти туфов. Мощность по разрезу 475—505 метров.

5. Выше со значительным размывом залегают отложения конуроленской свиты, представленные конгломератами с галькой преимущественно липаритовых игнимбритов нижележащей свиты.

Выше по разрезу конгломераты сменяются пестроцветной толщей песчаников, туфопесчаников, туффитов. Мощность свиты 280—320 метров.

6. Выше залегают вишнево-красные и пепельно-серые липаритовые и липарито-дацитовые игнимбриты и туфопесчаники катутауской свиты. Мощность — 200 метров.

7. Разрез венчается красноцветными песчаниками и фангломератами с прослоями туфов смешанного состава достарской свиты. Мощность 200—250 м.

Принадлежность отложений к айнабулакской, конуроленской, катутауской и достарской свитам устанавливается в этом разрезе по их стратиграфическому положению и по аналогии с палеонтологически охарактеризованными отложениями в других разрезах.

Рассматриваемые выше разрезы, таким образом, позволяют не только проследить взаимоотношения между свитами и обосновать их стратиграфическую последовательность, но и отметить следующие наиболее существенные особенности строения вулканогенной серии.

1. На территории Южной Джунгарии отсутствуют крупные региональные несогласия между свитами. Исключение составляет несогласие на границе нижнего карбона и нижележащих свит девона и силура, позволяющее достаточно обоснованно проводить разграничение между крупным стратиграфическим подразделением.

2. С приближением к Джунгарскому верхнепалеозойскому поднятию сокращаются мощности и полностью выпадают из разрезов верхнепалеозойские вулканогенные толщи.

3. По направлению от Джунгарского поднятия к Джунгарскому прогибу заметно уменьшается крупность вулканогенно-молассовых отложений.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ СВИТ

После того, как на примере опорных разрезов были рассмотрены соотношения между вулканогенными свитами и выяснена возможность корреляции на обширной территории Южной Джунгарии разрозненных каменноугольных, пермских и триасовых толщ, возникает необходимость в более детальном рассмотрении особенностей внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных свит указанного возраста.

Рассмотрение нижележащих девонских толщ, как мы уже отмечали, ввиду их ограниченного развития и еще недостаточно выясненной стратификации, представляется малоцелесообразным, поскольку не сможет дополнить настоящее исследование существенно важными данными.

### Куарасанская свита

Куарасанская свита распространена преимущественно на востоке, в г. Долантау, и на северо-западе, в горах Аркалык, Желгызагаш, Котурканн. В центральной, прогнутой части района, куарасанская свита скрыта под более молодыми отложениями и наблюдается лишь в отдельных блоках непосредственно на каледонском фундаменте (хр. Алтынэмель).

В горах Долантау, где куарасанская свита пользуется сравнительно ограниченным распространением, об особенностях ее внутреннего строения и фациальной изменчивости можно судить при сравнении опорного разреза № 2, рассмотренного выше, и дополнительного разреза (№ 14), составленного западнее лога Арчуок (рис. II—3 и II—4). Разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

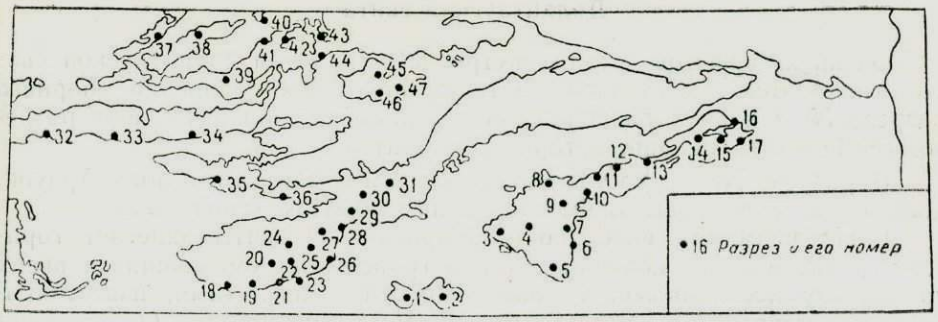



**Рис. II—3. Схема расположения разрезов Южной Джунгарии**

1. Грубообломочные туфы и туфо-агломераты андезитов. Видимая мощность — 120 м.

2. Игнимбриты и игниспумиты липарито-дацитов, отчасти их туфы — мощность 82 м.

3. Грубообломочные туфы и туфо-агломераты андезитов — мощность 140 м.

4. Игнимбриты и игниспумиты липарито-дацитов. Мощность — 18 м.

5. Грубообломочные туфы и туфо-агломераты андезитов. Мощность — 140 м.

6. Игнимбриты и игниспумиты липарито-дацитов и их туфы. Мощность — 34 м.

7. Грубообломочные туфы, туфо-агломераты андезитов. Мощность — 140 м.

Общая мощность по разрезу 586 м.

Приведенные выше разрезы показывают, что в строении свиты в равной степени участвуют как основные, так и кислые породы, связанные с близкоодновременной деятельностью различных по составу магмы вулканических очагов. Мощность и крупность пирокластических пород заметно меняются в зависимости от близости эруптивных центров. В частности, резкое увеличение в мощности и в крупности обломков туфо-агломератовой толщи в западном направлении обусловливается близостью крупного вулканического центра, описанного в следующей главе под названием Арчуокского вулкана.

Далее к западу, в хр. Алтынэмель, как это видно из сопоставления долантауских разрезов с опорным разрезом № 4 (г. Матай), свита сохраняет уже отмеченные особенности внутреннего строения, в частности, характер переслаивания кислых и основных эффузивно-пирокластических пород. Вместе с тем, в Матайском разрезе увеличивается удельный вес кислых продуктов, среди которых наряду с липарито-дацитовыми игнимбритами и игниспумитами появляются игнимбриты и игниспумиты липаритового состава.

На северо-западе, в горах Аркалык, Жалгызагаш, Котуркаин, как это видно на примере опорных разрезов № 6 и 7, а также ряда дополнительных разрезов (№ 37—47) сохраняются главные особенности внутреннего строения свиты, подмеченные уже ранее. По-прежнему наблюдается переслаивание кислых и основных эффузивно-пирокластичских пород, резкая изменчивость в мощностях и в соотношении эффузивного и туфового материала, подтверждающие высказанное ранее предположение о деятельности независимых, расположенных на различных уровнях очагов кислой и основной магмы.

### Долантауская свита

Очень интересные детали внутреннего строения долантауской свиты выявляются в восточной части региона, при сравнении опорного разреза № 2 и двух расположенных западней дополнительных разрезов (№ 14 и 13), описание которых приводится.

В разрезе № 14, составленном в 5 км к западу от лога Арчуок, долантауская свита выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. На размытой поверхности куарасанской свиты залегает горизонт грязно-зеленых конгломератов и гравелитов, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками, туфопесчаниками, гравелитами, известняковистыми песчаниками, отдельными линзами известняков. Обнаружена флора, описание которой уже приведено в опорном разрезе. Мощность — 250 м.

2. Стратифицированная пачка андезитов и их туфов с отдельными прослоями гиалоандезитов околожерловой фации. Мощность — 350 м.

3. Гиалоандезиты и андезито-базальты жерловой фации с отдельными прослоями туфов и туфопесчаников. Мощность — 250 м. Мощность свиты в разрезе — 850 м.

В следующем разрезе (разрез № 13), составленном в западной части г. Атыджек долантауская свита хотя и сохраняет тот же состав и строение, но мощность ее резко сокращается.

1. Нижняя часть свиты здесь представлена туфопесчаниками, туффитами и гравелитами. Видимая мощность 100 м (основание свиты скрыто под рыхлыми отложениями).

2. Переслаивание андезитов и их туфов с отдельными линзами туфопесчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Мощность — 200 м.

3. Гиалоандезиты и андезиты жерловой фации, заключающие мощную (60 м) стратифицированную пачку андезитов и их туфов. Мощность — 300 м. Таким образом, мощность свиты в данном разрезе составляет около 600 м.

Как мы видим, общим для всех разрезов в г. Долантау является трехчленное деление свиты, представленной в нижней части туфопесчаниками, туффитами, туфами смешанного состава, в средней части — стратифицированными толщами андезитов и их туфов и в верхней части — андезитами и гиалоандезитами жерловой фации.

Сравнение мощностей данного трехчленного разреза показывает, что нижняя подсвита сохраняет более или менее постоянную мощность на всей площади своего развития, в то время как мощность средней и верхней подсвит в разрезе № 14 заметно увеличивается, что объясняется возобновлением деятельности Арчуокского вулкана, зародившегося еще в куарасанскую эпоху.

Еще западнее, в горах Катутау (см. опорный разрез № 3), наблюдается верхняя часть свиты, представленная теми же андезитами, гиалоандезитами и андезито-базальтами, видимой мощностью около 250 м. Некоторое отличие разреза заключается лишь в том, что на андезито-базальты здесь налегает маломощный горизонт известковистых туфопесчаников с флорой.

На западе Алтынэмельского хребта (горы Матай, Дигерес, Чулак) представление о внутреннем строении и фациальной изменчивости долантауской свиты можно получить при сопоставлении разрезов (№ 26, 27, 28, 29 на рис. II—5).

В разрезе № 26 в горах Дигерес долантауская свита целиком состоит из стратифицированной толщи андезитов и их туфов с отдельными линзами и горизонтами туфопесчаников. Суммарная мощность по разрезу — 637 м. Из них на андезиты и их туфы приходится 550 м.

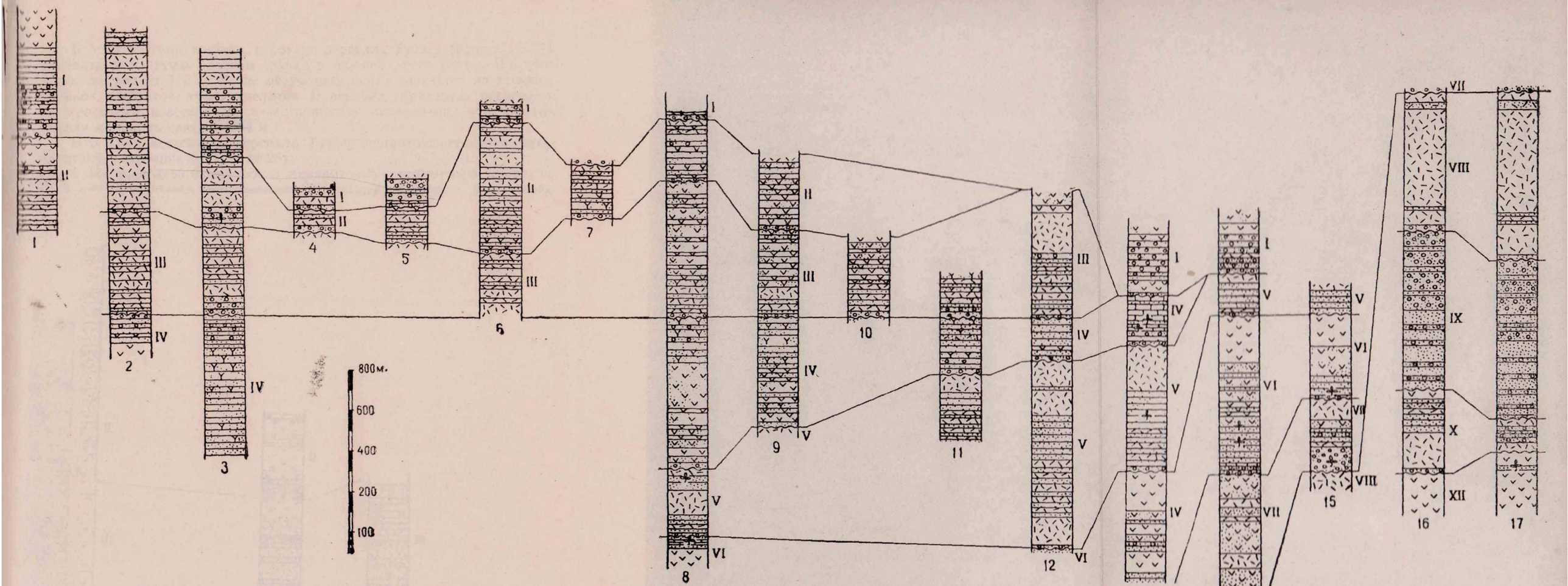



**Рис. II—4. Схема сопоставления разрезов Южной Джунгарии.**
(Условные обозначения на рис. II—2).

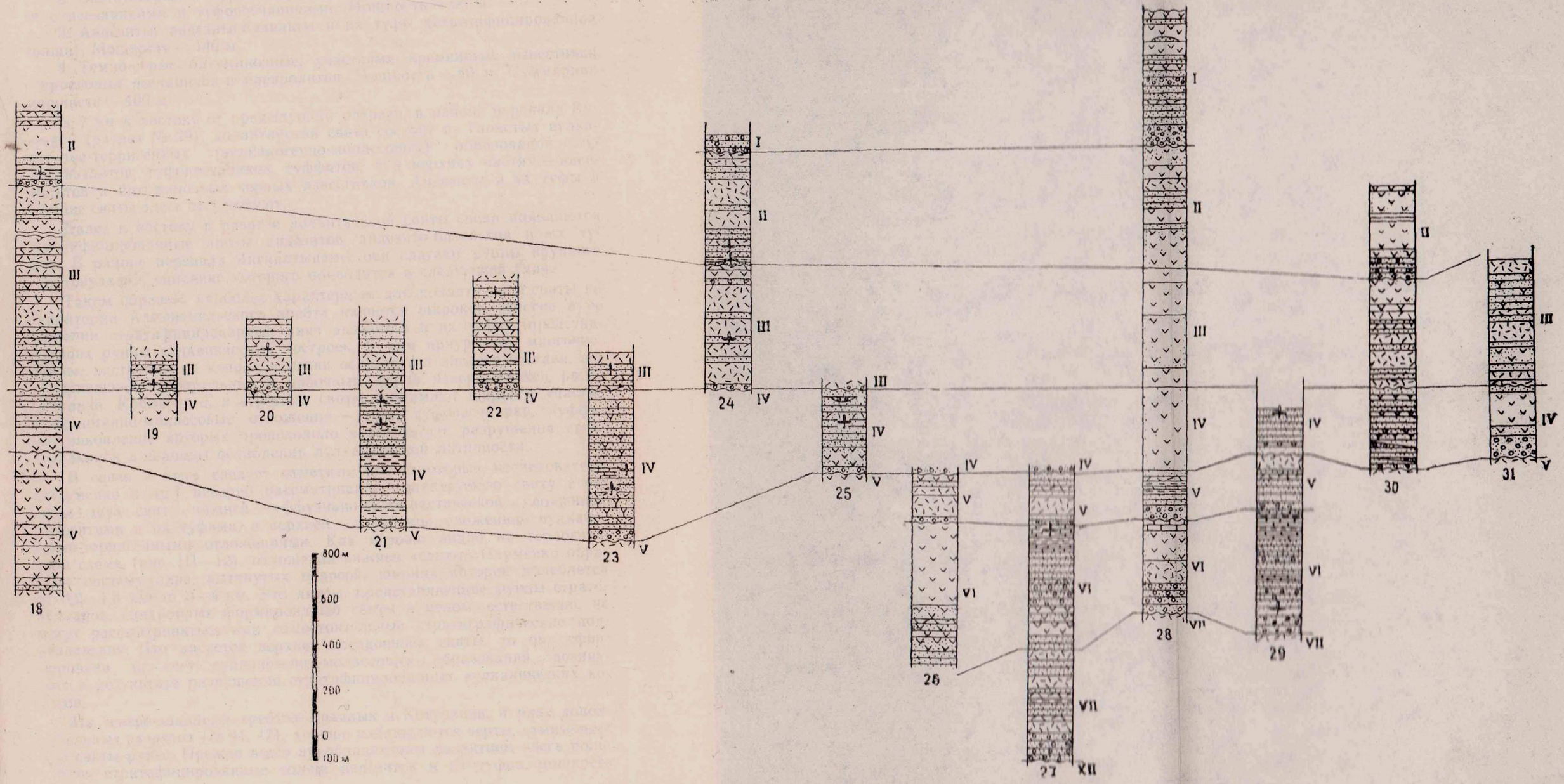



Рис. II—5. Схема сопоставления разрезов Южной Джунгарии.
(Условные обозначения на рис. [illegible]).

В 8 км к северо-востоку, в районе перевала Тузасу (разрез № 27), андезиты и их туфы развиты только в нижней части свиты. Их мощность составляет 140 м. Выше по разрезу свита слагается из туфопесчаников, туффитов, туфогравелитов. В верхних горизонтах встречаются прослойки известняков, известковистых песчаников, алевролитов. Общая мощность свиты — 564 м.

В 3 км к востоку от перевала Тузасу долантауская свита имеет следующее строение (разрез № 28):

1. На размытой поверхности липаритовых игнимбритов куарасанской свиты залегают конгломераты с галькой различных вулканогенных пород. Мощность — 130 м.

2. Светло-серые и бурые туфы кислого состава, переслаивающиеся с песчаниками и туфопесчаниками. Мощность — 90 м.

3. Андезиты, андезито-базальты и их туфы (стратифицированная толща). Мощность — 140 м.

4. Темно-серые битуминозные, участками кремнистые известняки с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность — 40 м. Суммарная мощность — 400 м.

В 7 км к востоку от предыдущего разреза, в районе перевала Кутекасу (разрез № 29), долантауская свита состоит из слоистых вулканогенно-терригенных (вулканогенно-молассовых) образований — туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов, а в верхних частях — алевролитов и битуминозных черных известняков. Андезиты и их туфы в составе свиты здесь отсутствуют.

Далее к востоку в разрезе долантауской свиты снова появляются стратифицированные линзы андезитов, андезито-базальтов и их туфов. В районе перевала Янгиалтынэмес они слагают руины крупного стратовулкана, описание которого приводится в следующей главе.

Таким образом, наиболее характерным для долантауской свиты на территории Алтынэмельского хребта является широкое участие в ее строении стратифицированных линз андезитов и их туфов, представляющих руины вулканических построек. К ним приурочены многочисленные экструзивные купола и некки основного и кислого состава, закупоривающие центральные и побочные жерла извергавшихся ранее вулканов. Кроме того, в строении свиты принимают широкое участие вулканогенно-молассовые отложения — туфы, туфопесчаники, туффиты, накопление которых происходило в результате разрушения стратовулканов в периоды ослабления вулканической активности.

В связи с этим следует отметить, что некоторые исследователи (Науменко и др.) неверно рассматривали долантаускую свиту в составе двух свит: нижней — эффузивно-пирокластической, сложенной андезитами и их туфами, и верхней — осадочной, сложенной вулканогенно-терригенными отложениями. Как хорошо видно на геологической схеме (рис. III—12), отложения нижней «свиты» Науменко образуют систему линз, вытянутых полосой, ширина которой колеблется от 0,2—1,5 км до 3—4 км. Это линзы, представляющие руины стратовулканов, синхронных формированию свиты в целом, естественно, не могут рассматриваться как самостоятельные стратиграфические подразделения. Что касается верхней «осадочной» свиты, то она сформирована за счет вулканогенно-молассовых образований, возникших в результате разрушения стратифицированных вулканических конусов.

На северо-западе, в хребтах Аркалык и Котуркаин, в ряде дополнительных разрезов (№ 41, 47), хорошо наблюдаются черты, отмеченные для свиты ранее. Прежде всего преобладающим развитием здесь пользуются стратифицированные толщи андезитов и их туфов, мощность

которых на коротких расстояниях подвержена резким колебаниям. В некоторых разрезах линзы андезитов выклиниваются вовсе (разрез № 45) и замещаются вулканогенно-молассовыми образованиями. Наряду с околожерловыми эффузивами и их туфами широко развиты жерловые фации гиалоандезитов. В отдельных разрезах свита представлена лишь туфами смешанного состава и туфопесчаниками. Андезиты жерловой и околожерловой фации отсутствуют.

Таким образом, анализ внутреннего строения и мощностей позволяет высказать следующие соображения относительно условий формирования долантауской свиты. В начале долантауской эпохи в восточной части региона при относительно слабой вулканической деятельности происходило разрушение вулканических построек и накопление вулканогенно-молассовых и кратерно-озерных отложений. В то же самое время на западе и северо-западе вулканическая деятельность с самого начала долантауской эпохи отличалась большой активностью и сопровождалась накоплением вокруг эруптивных центров стратифицированных конусов из эффузивно-пирокластических пород андезитового ряда.

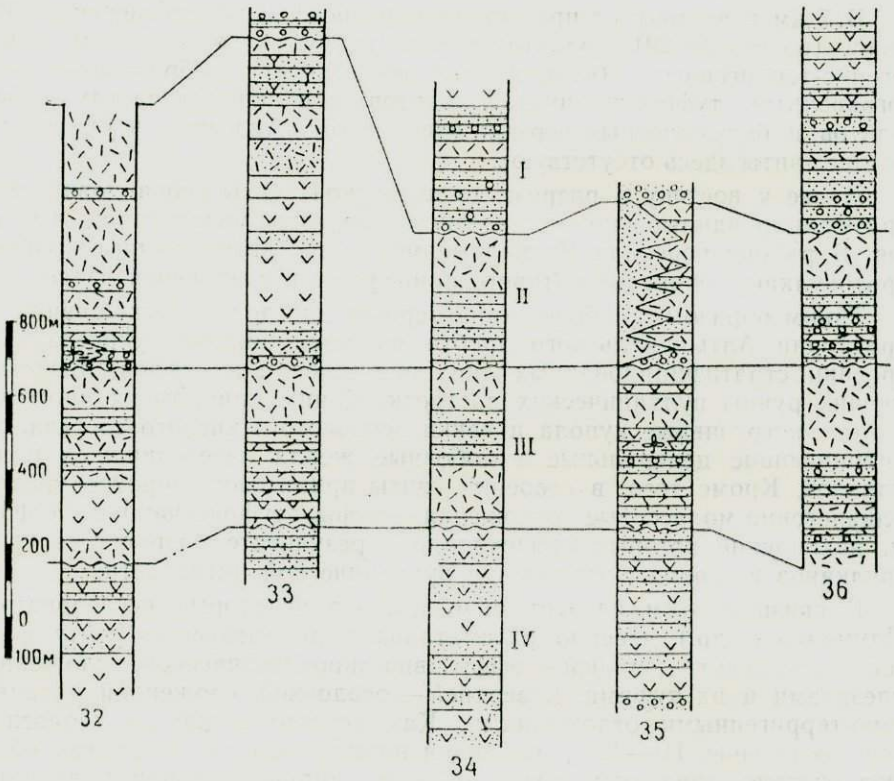



**Рис. II—6. Схема сопоставления резрезов Южной Джунгарии.**
(Условные обозначения на рис. II—2).

В среднедолантаускую эпоху андезитовый вулканизм достаточно активно проявлялся уже на всей территории Южной Джунгарии. В горах Долантау возобновилась деятельность Арчуокского стратовулкана, в хребте Алтынэмель грандиозных размеров достиг Алтынэмесский стратовулкан. Ряд вулканических центров действовал в горах Аркалык и Котуркаин.

В верхнедолантаускую эпоху на большей части территории характер вулканической деятельности изменился: началось излияние более

вязких андезитовых и андезито-базальтовых лав, образовавших мощные, небольшой протяженности покровы и потоки, а также купола, закупорившие как центральные, так и побочные жерла.

### Айнабулакская свита

О внутреннем строении свиты в восточной части региона можно судить на основании ряда детальных разрезов в горах Долантау, Атыджек и Катутау (рис. II—4, разрезы № 14, 13, 12, 8).

Во всех разрезах, несмотря на различия в деталях и значительные колебания в мощностях, отчетливо наблюдается трехчленное деление свиты: нижняя — туфо-игнимбритовая часть состоит из туфопесчаников, туффитов, туфов кислого состава, чередующихся с горизонтами игнимбритов-игниспумитов; средняя часть — вулканогенно-молассовая, сложена туфопесчаниками, туффитами и туфами смешанного состава; верхняя — игнимбритовая, сложенная игнимбритами и игниспумитами липаритов и трахилипаритов.

Такое же трехчленное строение свиты лишь с некоторыми отклонениями сохраняется и на остальной территории Южной Джунгарии: в восточной части Алтынэмельского хребта, в горах Матай (разрез № 29) хорошо представлены все три части вулканогенного разреза, но уже в следующем к западу разрезе (№ 28) верхний, игнимбритовый, горизонт выклинивается и большее развитие получает средняя вулканогенно-молассовая подсвита. В следующих к западу разрезах (№ 27, 26) верхняя, игнимбритовая подсвита, по сравнению со средней и нижней, получает наиболее широкое развитие. Наконец, в самом западном разрезе, в горах Чулак (разрез № 18), в составе свиты наряду с кислыми эффузивами заметную роль начинают играть стратифицированные линзы андезитов и туфов.

На севере региона, в горах Аркалык-Котуркаин (разрезы № 37, 41, 42, 44, 47 на рис. II—7), некоторые изменения в составе и строении свиты выражены в увеличении мощностей игнимбритовых горизонтов по сравнению с юго-восточными частями региона.

Таким образом, на большей части рассматриваемой территории хорошо выдерживается трехчленное деление свиты с характерным литолого-стратиграфическим и морфологическим комплексом пород. Особенно яркий пример в этом отношении представляет верхняя, игнимбритовая подсвита. Ее горизонты, как правило, прослеживаются на десятки километров по простиранию. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что выделенные нами подсвиты не образуют хорошо выдержанных стратифицированных горизонтов, характерных, например, для областей геосинклинального осадконакопления. Напротив, они состоят из линзующихся, выклинивающихся на коротких расстояниях, фациально замещающих друг друга прослоев и пачек.

Анализ внутреннего строения свиты дает достаточно ясное представление о палеовулканологической обстановке, в которой протекало ее формирование. Начало айнабулакской эпохи знаменуется интенсивной вулканической деятельностью преимущественно эксплозивного характера, сопровождавшейся накоплением мощных игнимбритовых покровов и отчасти вулканогенно-молассовых толщ.

В среднеайнабулакскую эпоху вулканическая деятельность несколько ослабла. В это время за счет частичного разрушения вулканов в обширных вулкано-тектонических депрессиях происходит накопление мощных вулканогенно-молассовых толщ. В верхнеайнабулакскую эпоху эксплозивная деятельность, обусловившая формирование мощных игнимбритовых покровов, достигла своего максимума. Удивительная выдержанность этих покровов, прослеживающихся на десятки ки-

лометров по простиранию, свидетельствует о возросшей роли региональных разломов, контролирующих размещение аппаратов трещинного типа, либо отдельных, линейновытянутых вулканических центров.

### Конуроленская свита

Для характеристики внутреннего строения конуроленской свиты на востоке региона имеется более десятка послойных разрезов, часть из которых представлена на рис. II—4 (разрезы № 13, 12, 11, 9, 8, 3).

В опорном разрезе № 3, уже рассмотренном нами, в составе свиты отчетливо выделяется мощная стратифицированная толща андезитов и их туфов (мощность 520 м) и вулканогенно-молассовые отложения, представленные туфами смешанного состава, туфопесчаниками, туффитами (мощность — 230 м). В западном и восточном направлениях стратифицированная пачка (линза) андезитов резко сокращается в мощности, а затем и выклинивается вовсе. Так, в разрезе № 9, расположенном в 3-х км к востоку, мощность андезитов и их туфов составляет только 260 м, в то время как мощность вулканогенно-молассовых образований остается без изменения.

В разрезе № 3, расположенном в 8 км к западу от опорного разреза, и в разрезе № 11, расположенном в 9 км к востоку от него, андезиты и их туфы отсутствуют, а мощность вулканогенно-молассовых образований увеличивается до 300—600 м. В более восточных разрезах, в горах Атыджек, свита представлена исключительно вулканогенно-молассовыми отложениями, среди которых помимо туфов и туффитов появляются прослойки и линзы алевролитов, известковистых песчаников и известняков.

Таким образом, в строении конуроленской свиты участвуют мощные вулканогенно-молассовые образования и синхронные им стратифицированные линзы андезитов, андезито-базальтов и их туфов, представляющие по последним данным руины стратовулканов (Фремд, 1963).

В Алтынэмельском хребте отложения конуроленской свиты, зафиксированные в многочисленных разрезах (рис. II—5, разрезы № 18, 21, 23, 25, 28, 30, 31), представлены преимущественно вулканогенно-молассовыми образованиями, в то время как лавы и пирокласты андезитов встречаются в виде отдельных линз. Особенно мощная стратифицированная линза картируется в 2—3 км к северо-востоку от перевала Тузасу (разрез № 28). Эта линза представляет руину крупного стратовулкана, деятельность которого происходила на протяжении длительного отрезка времени — от верхнего карбона до верхней перми, а, возможно, и нижнего триаса включительно. Суммарная мощность андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов в этом районе достигает 1000—1200 м.

На севере региона, в горах Жельдыкора, Аркалык, Котуркаин, как видно на примере многочисленных разрезов (рис. II—7, разрезы № 37, 38, 39, 41, 42, 44, 47), в строении свиты участвуют преимущественно эффузивно-пирокластические породы андезитового ряда, слагающие стратифицированные линзы. Вулканогенно-молассовые породы играют подчиненную роль. Лишь в восточной части хребта Котуркаин (разрез № 47) слоистые пачки туффитов и туфопесчаников вулканогенно-молассовой формации пользуются широким распространением.

Как видно из детального описания разрезов, конуроленская свита характеризуется двумя главными особенностями своего внутреннего строения.

1. Свита представлена в основном вулканогенно-молассовой серии-

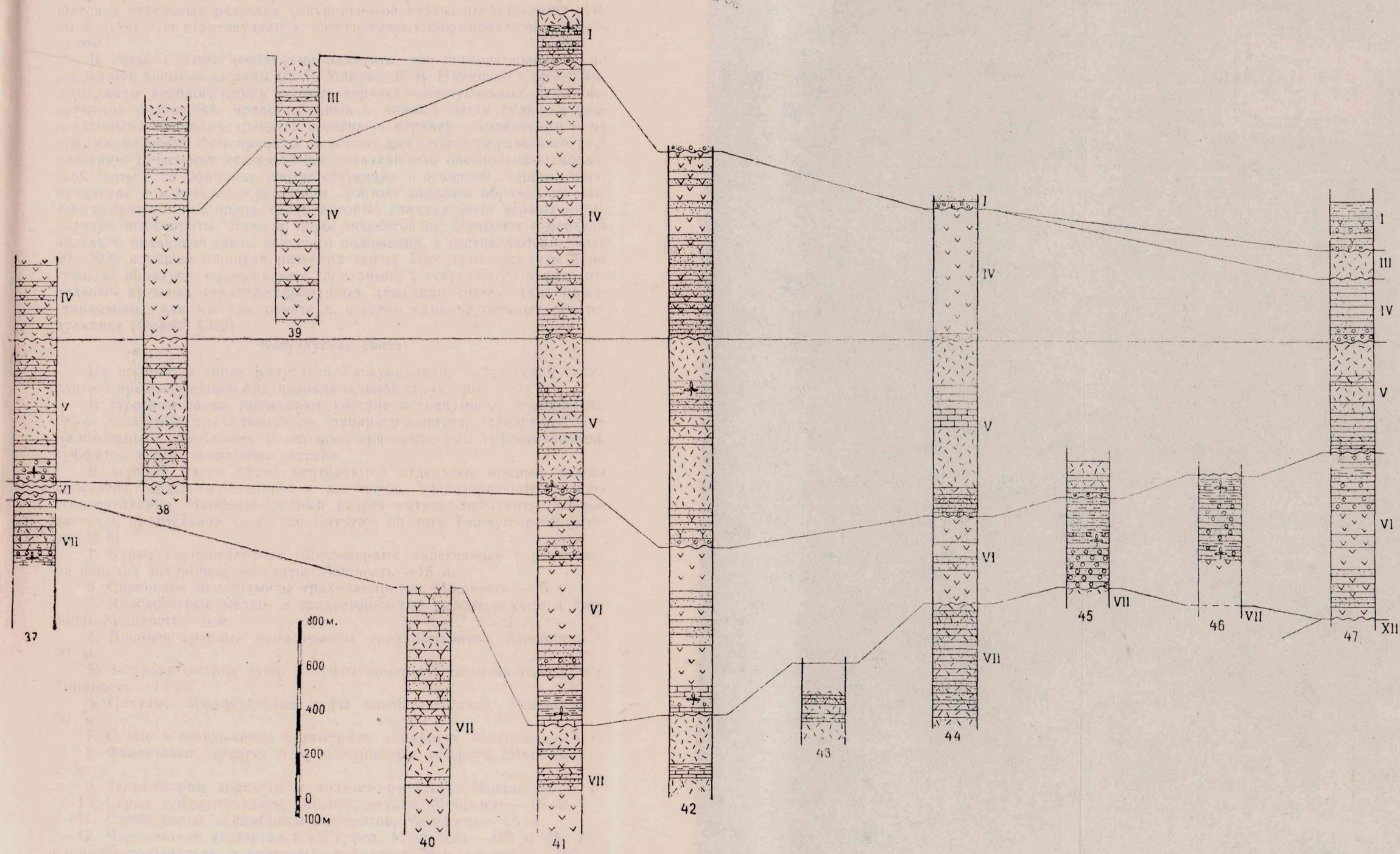



**Рис. II—7. Схема сопоставления разрезов Южной Джунгарии.**
(Условные обозначения на рис. II—2).

ей, состоящей из весьма характерных тонкопересланвающихся туфов смешанного состава, туфопесчаников и туффитов.

2. Крупные стратифицированные линзы и системы линз, встречающиеся в отдельных разрезах конуроленской свиты, представляют руины андезитовых стратовулканов, сингенетичных формированию свиты в целом.

В связи с этим необходимо заметить, что господствовавшие до последнего времени взгляды (С. Е. Майрин, В. В. Науменко и др.) о выдержанном литологическом составе верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений, представленных в нижней части вулканогенно-осадочными породами среднего состава, а верхней — андезитами и их туфами, не могут быть приняты за основу для стратиграфического расчленения. Детальные исследования показали, что обе подсвиты матайской свиты С. Е. Майрина, соответствующие в основном нашим, айнабулакской и конуроленской свитам, состоят главным образом из кислых вулканогенных пород, среди которых главную роль играют липаритовые игнимбриты. Лавы и туфы андезитов не занимают в верхней подсвите матайской свиты ведущего положения, а составляют не более 20—30% к общей площади развития свиты. При этом андезиты и их туфы не образуют выдержанных горизонтов, а встречаются в виде отдельных крупных стратифицированных линз или систем линз, представляющих, как мы уже отметили, остатки каменноугольных стратовулканов (Фремд, 1963).

### Катутауская свита

На востоке, в горах Катутау и Улькункалкан, катутауская свита слагает крылья крупной брахисинклинальной структуры.

В строении свиты принимают участие игниспумиты, игнимбриты, туфы липаритов, трахилипаритов, липарито-дацитов, чередующиеся с маломощными прослоями и линзами красноцветных туфопесчаников, туффитов, туфов смешанного состава.

В верхней части свиты картируются отдельные мощные линзы андезитов, андезито-базальтов и их туфов, представляющие руины стратовулканов. Наиболее полный разрез катутауской свиты наблюдается в центральной части гор Катутау, по логу Ташкумырсай (разрез № 8).

1. Бурые крупногалечные конгломераты, залегающие с размывом на породах конуроленской свиты. Мощность — 15 м.
2. Сиреневые игниспумиты трахилипаритов. Мощность — 35 м.
3. Красно-бурые мелко- и среднезернистые туфопесчаники и туффиты. Мощность — 6 м.
4. Вишнево-красные игниспумиты трахилипаритов. Мощность — 20 м.
5. Зеленовато-серые туфы и туфоагломераты смешанного состава. Мощность — 14 м.
6. Плотные агломератовые туфы кислого состава. Мощность — 30 м.
7. Серые и светло-серые игнимбриты липаритов. Мощность — 4 м.
8. Фиолетовые, средне- и грубозернистые туффиты. Мощность — 2 м.
9. Зелено-серые андезиты и андезито-базальты. Мощность — 3 м.
10. Серые туфоагломераты кислого состава. Мощность — 15 м.
11. Светло-серые игнимбриты липаритов. Мощность — 10 м.
12. Чередование андезитов и их туфов. Мощность — 493 м. Из них на андезито-базальты и андезиты приходится 70 м, на туфы — 423 м. Суммарная мощность разреза — 647 м.

Как видно из приведенного разреза, нижние горизонты свиты мощ-

ностью 154 м сложены кислыми вулканогенными образованиями, чередующимися с маломощными прослоями и линзами туфопесчаников, туффитов и туфов смешанного состава. Верхняя часть свиты образована мощной стратифицированной линзой андезитов и их туфов, представляющей руины нижнепермского стратовулкана. Это подтверждается при прослеживании свиты в соседних разрезах, где верхняя часть свиты уменьшается в мощности и выклинивается. Напротив, нижняя вулканогенно-молассовая часть свиты сохраняет более или менее постоянную мощность и характер во всех изученных разрезах, лишь несколько меняя количественные соотношения между вулканогенными и вулканогенно-терригенными породами.

На западе и северо-западе (хр. Алтынэмель, Малайсары, Жалгызагаш, Котурканн) в строении свиты также принимают участие игнимбриты, игниспумиты и туфы липаритов, липарито-дацитов и трахилипаритов, заключающие в себя маломощные прослои и линзы туфопесчаников, туффитов и туфов смешанного состава. Сравнительно часто встречаются стратифицированные пачки (линзы) андезитов и их туфов, представляющие как и в ранее описанных случаях руины стратовулканов.

Так, в восточной части Алтынэмельского хребта среди игнимбритов и игниспумитов в средней части разреза № 31 (рис. II—5) фиксируется стратифицированная линза андезитов и их туфов мощностью до 150 м.

В следующем к западу разрезе (№ 30) состав свиты сохраняется без изменений, однако линза андезитов и их туфов переходит в верхнюю часть разреза. Еще западней линза расширяется и в разрезе № 28 мощность ее достигает 500 м. Как мы уже отмечали, эта линза, общая мощность которой составляет 1200 м, прослеживается вниз и вверх по разрезу и, таким образом, является руиной стратовулкана, действующего на протяжении конуроленской, катутауской и кузгунской эпох. Еще западней (разрез № 24) свита представлена исключительно игнимбритами и игниспумитами кислого состава. Стратифицированные линзы андезитов здесь полностью отсутствуют. Однако в следующих разрезах (№ 22, 18) андезиты и их туфы снова встречаются в виде относительно мощных линз среди кислых игнимбрито-игниспумитовых покровов. На западе региона, в хребте Малайсары, свита представлена преимущественно кислыми игнимбритами и игниспумитами. В западной части хребта, по логу Кызылкайнар отмечается, кроме того, стратифицированная линза андезитов.

Как видно из приведенных выше разрезов, характер внутреннего строения катутауской свиты хорошо выдерживается на всей территории Южной Джунгарии. Формирование мощных толщ игнимбритов и игниспумитов существенно кислого состава, связанных с деятельностью многочисленных вулканических центров, контролировавшихся глубинными разломами, чередовалось с накоплением лахаровых и других вулканогенно-молассовых образований, заполнивших отдельные впадины и ложбины вокруг вулканов. Значительным развитием пользуются и стратифицированные толщи андезитового состава.

Таким образом, главной особенностью внутреннего строения данной свиты является широкое развитие весьма своеобразных морфогенетических типов игнимбритов и игниспумитов, описание которых приведено в специальной главе. Обоснованное нами представление о морфогенетических особенностях этих пород является надежным критерием для выделения свиты на обширной территории Южной Джунгарии.

## Кузгунская свита

Особенно характерные разрезы кузгунской свиты наблюдаются в горах Катутау, где она совместно с достарской свитой слагает ядро Катутауской брахисинклинали. В строении свиты участвуют игнимбриты и игниспумиты липаритов и трахилипаритов и вулканогенно-терригенные (вулканогенно-молассовые) отложения.

В чередовании вулканогенных и вулканогенно-молассовых пород нередко наблюдается повторяемость, или ритмичность. Каждый ритм начинается вулканогенно-молассовыми породами — туфопесчаниками, туфоконгломератами и заканчивается игнимбритами и игниспумитами. Наряду с ритмичной пачкой, слагающей преимущественно среднюю и верхнюю части свиты, в низах свиты залегает неритмичная вулканогенно-молассовая пачка.

В наиболее полном разрезе, на южном фланге восточного крыла Катутауской брахисинклинали, насчитывается 6 ритмичных пачек. По мере продвижения по простиранию свиты к северо-востоку отдельные ритмы и горизонты выклиниваются или фациально замещаются. Упомянутый разрез (рис. II—4, разрез № 36) выглядит следующим образом (снизу вверх):

### Вулканогенно-молассовая неритмичная пачка

1. Чередование красноцветных разнозернистых туфопесчаников с отдельными прослоями и линзами туфов смешанного состава, туфоагломератов, конгломератов с галькой игнимбритов, игниспумитов и андезитов. Мощность — 150 м.
2. Андезиты. Мощность — 3 м.
3. Красноцветные мелкозернистые туфопесчаники. Мощность — 25 м.

### Ритмичная пачка

1 ритм

4. Чередование красноцветных разнозернистых туфопесчаников с прослоями и линзами туфов смешанного состава. Мощность — 30 м.
5. Сиренево-серые игниспумиты липаритов. Мощность — 20 м.

2 ритм

6. Красноцветные туфопесчаники. Мощность — 6 м.
7. Сиренево-серые, в верхней части пепельно-серые игниспумиты липаритов и трахилипаритов. Мощность — 44 м.

3 ритм

8. Красноцветные туфопесчаники. Мощность — 20 м.
9. Фиолетовые, почти черные, липаритовые игнимбриты и игниспумиты. Мощность — 25 м.

4 ритм

10. Красноцветные туфопесчаники. Мощность — 12 м.
11. Вишнево-красные, местами тонкофлюидальные игнимбриты и игниспумиты. Мощность — 45 м.

5 ритм

12. Переслаивание разнозернистых серых, зеленых, желтых, красно-бурых туфопесчаников. Мощность — 50 м.
13. Сиреневые, в верхней части пепельно-серые, местами зелено-

ватые игнимспумиты липаритов и трахилипаритов с коричневыми пламеневидными «фьямме». Мощность — 80 м.

6 ритм

14. Красноцветные, разнозернистые туфопесчаники с тонкими прослоями конгломератов, содержащих исключительно липаритовую гальку. Мощность — 8 м.

15. Вишнево-красные с белыми вкрапленниками плагиоклазов, в нижних горизонтах и палевые, с обильной вкрапленностью оранжевого полевого шпата и чешуек биотита, слабо флюидальные игнимспумиты и игнимбриты. Мощность — 95 м.

Выше 6-й ритмичной пачки залегают:

16. Красноцветные туфопесчаники. Мощность — 8 м.

17. Зеленовато-серые, плотные андезиты. Мощность — 6 м.

18. Красноцветные туфопесчаники. Мощность — 4 м.

19. Зелено-серые андезиты. Мощность — 8 м.

Суммарная мощность разреза 639 м. Выше залегают базальные конгломераты достарской свиты.

В 4 км к северо-востоку составлен разрез, в котором видно уменьшение количества ритмов (снизу вверх):

**Осадочная неритмичная пачка**

1. Чередование разнозернистых красноцветных туфопесчаников и туфоконгломератов (гравелитов) с туфами смешанного состава, туфоконгломератами, конгломератами. Мощность — 110 м.

2. Андезиты. Мощность — 3 м.

3. Красноцветные туфопесчаники. Мощность — 13 м.

4. Андезиты и андезито-базальты. Мощность — 15 м.

**Ритмичная пачка**

3 ритм

5. Туфогравелиты. Мощность — 25 м.

6. Фиолетовые тонкофлюидальные туфолавы (игнимспумиты) липаритов и трахилипаритов. Мощность — 25 м.

4 ритм

7. Серо-зеленые грубозернистые туфопесчаники и туфогравелиты. Мощность — 4 м.

8. Вишнево-красные, тонкофлюидальные туфолавы (игнимспумиты) трахилипаритов. Мощность — 3 м.

5 ритм

9. Андезито-базальты. Мощность — 10 м.

10. Серовато-зеленые туфоагломераты с крупными бомбами андезитового состава. Мощность — 25 м.

11. Сиреневые туфолавы (игнимспумиты) липаритов и трахилипаритов с коричневыми пламеневидными «фьямме». Мощность — 25—30 м.

Суммарная мощность разреза — 263 м.

При сравнении этого разреза с предыдущим нетрудно заметить следующие изменения:

1. В вулканогенно-молассовой неритмичной пачке в основании кузгунской свиты появляются довольно крупные андезито-базальтовые линзы.

2. Выклиниваются первый и второй ритмы. Изменяются мощности пород в четвертом и пятом ритме.

3. Отсутствуют верхи разреза, что, очевидно, объясняется размывом верхней части свиты.

4. При прослеживании свиты в северо-восточном направлении наблюдается дальнейшее увеличение мощности нижней неритмичной пачки за счет появления линз андезито-базальтов и их туфов. Отчетливо наблюдается и фациальная изменчивость неритмичной пачки. Слагающий ее вулканогенно-молассовый материал постепенно заменяется пирокластическим. Выклинивается большинство ритмов этой пачки.

На западе региона отложения кузгунской свиты развиты преимущественно в горах Малайсары, Архалы, Чулак, Дигерес, Матай. Характерные черты внутреннего строения свиты, отмеченные в г. Катутау, выдерживаются с незначительными отклонениями на всей территории Южной Джунгарии. В качестве примера приведем разрез свиты в г. Малайсары по логу Кызылкайнар (рис. II—6, разрез № 32):

1 ритм

1. Несогласно, со следами размыва, на отложениях катутауской свиты залегают грубозернистые песчаники, туфопесчаники, гравелиты. Мощность — 60 м.

2. Пепельно-серые игнимбриты дацито-липаритов. Мощность — 10 м.

2 ритм

1. Среднезернистые песчаники и туфопесчаники. Мощность — 70 м.

2. Пепельно-серые игнимбриты дацито-липаритов. Мощность — 35 м.

3-й ритм

5. Грубозернистые песчаники и гравелиты. Мощность — 6 м.

6. Красно-бурые и пепельно-серые, местами спекшиеся туфоагломераты кислого состава. Мощность — 215 м.

4-й ритм

7. Грубозернистые песчаники и гравелиты. Мощность — 15 м.

8. Пепельно-серые и красно-бурые туфоагломераты кислого состава. Мощность — 200 м.

Суммарная мощность по разрезу — 611 м.

Ритмичное чередование вулканогенных и вулканогенно-молассовых отложений в отдельных случаях нарушается. Например, в нескольких километрах к востоку от вышеописанного разреза, в районе родников Аккудук и Казкудук (разрез № 30), в нижней части свиты развиты мощные линзы андезитов и их туфов и только верхняя часть свиты целиком состоит из игнимбритов и игниспумитов, чередующихся с туфами, туффитами и туфопесчаниками кислого состава.

Таким образом, для внутреннего строения кузгунской свиты особенно характерно правильное чередование (ритмичность) вулканогенных и вулканогенно-молассовых отложений. Кроме того, к отличительным особенностям свиты можно отнести морфологические черты игниспумитов, игнимбритов и других эффузивно-пирокластических образований. Отмеченные выше особенности внутреннего строения кузгунской свиты позволяют сделать вывод, что формирование свиты протекало в условиях хорошо выраженной периодичности вулканических извержений. Сам характер вулканической деятельности мало отличался от предыдущей катутауской эпохи.

## Достарская свита

В восточной части региона отложения достарской свиты развиты на крыльях Калканской брахиантиклинали, в ядре Катутауской синклинали, а также на южных склонах гор Атыджек и Долантау.

Наиболее полный разрез, дающий представление о внутреннем строении достарской свиты, описан в горах Кишкалкан, в западном крыле брахиантиклинальной складки (разрез № 1 на рис. II—4):

1. На размытой поверхности туфоагломератов, слагающих верхние горизонты кузгунской свиты, залегают красноцветные песчаники и конгломераты. Мощность — 150 м.

2. Пепельно-серые игнимбриты и игниспумиты трахилипаритов. Мощность — 20 м.

3. Переслаивание красно-бурых крупногалечных туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность — 90 м.

4. Красновато-серые, разнозернистые косослоистые песчаники и туфопесчаники. Мощность — 180 м.

5. Зеленовато-серые андезиты и андезито-базальты, реже их пирокласты. Мощность — более 200 м.

Суммарная мощность по разрезу — 640 м.

На восточном крыле Калканской брахиантиклинали и в ядре Катутауской брахисинклинали в составе свиты андезиты отсутствуют и большой удельный вес приобретают кислые пирокластические толщи. Для иллюстрации приведем разрез в г. Катутау (разрез № 3).

1. На размытой поверхности кузгунской свиты с ясно выраженным угловым несогласием залегают конгломераты с галькой андезитов и игнимбритов трахилипаритов. Мощность — 4 м.

2. Красно-бурые тонкозернистые туфопесчаники. Мощность — 7 м.

3. Частые переслаивания конгломератов с красно-бурыми среднезернистыми косослоистыми туфопесчаниками. Мощность — 85—90 м.

4. Вишнево-красные, тонкофлюидальные туфолавы (игниспумиты) липаритов. В основании — двухметровый горизонт черных стекловатых игнимбритов. Мощность — 40 м.

5. Переслаивание валунно-галечных конгломератов с разнозернистыми косослоистыми туфопесчаниками. Мощность — 50 м.

6. Сиренево-серые грубообломочные туфоагломераты трахилипаритов. Мощность — 5 м.

7. Переслаивание валунно-галечных конгломератов с косослоистыми красноцветными туфопесчаниками. Мощность отдельных прослоев конгломератов достигает 5 м, туфопесчаников — 0,5—1,5 м. Мощность — 35 м.

8. Валунно-галечные конгломераты с красно-бурым карбонато-песчанистым цементом. Мощность — 45 м.

9. Сиренево-серые среднеобломочные туфоагломераты липаритов. Мощность — 3 м.

10. Сургучно-красные косослоистые туфопесчаники. Мощность — 7 м.

11. Валунно-галечные конгломераты с редкими прослоями красноцветных косослоистых туфопесчаников. Мощность — 70 м.

12. Пепельно-серые игниспумиты трахилипаритов с чешуйками биотита. Мощность — 8 м.

13. Красно-бурые разнозернистые песчаники и туфопесчаники. Мощность — 150 м.

Суммарная мощность по разрезу — более 500 м.

Подобный же характер внутреннего строения свиты наблюдается и на западе региона. В одних случаях, как например в горах Чулак, Дигерес, сохраняются верхние горизонты свиты, сложенные андезита-

ми и андезито-базальтами, в других случаях (горы Аркалык, Желгызагаш, Малайсары) разрез венчается вулканогенно-молласовыми (лахаровыми) толщами или покровами липаритовых игнимбритов.

Приведенное выше описание свиты позволяет составить достаточно ясное представление об особенностях ее внутреннего строения. К главным из них относится сочетание невыдержанных по мощности и простиранию линз и прослоев, состоящих из крупных плохо сортированных обломков вулканических пород, сцементированных более мелким туфовым материалом, грубозернистых косослоистых туфов и туфопесчаников, а также потоков и покровов туфолав и игнимбритов.

Петрографический состав этих вулканогенно-обломочных пород весьма характерен. Они состоят из пепельно-серых и вишнево-красных игниспумитов и игнимбритов, образующих потоки и покровы в составе свиты. Андезиты и андезито-базальты, присутствующие в обломках, встречаются также в виде покровов и экструзивных залежей.

Таким образом, особенности состава и внутреннего строения свиты говорят о значительном участии в ее строении вулканогенно-молассовой (лахаровой) формации, хорошо изученной за последние годы на Камчатке (Ротман и Жегалов, 1961; Ротман, 1963). В районах развития более древнего мезозойского, и тем более палеозойского вулканизма, лахары описаны нами впервые (Фремд, 1963). Ранние грубообломочные толщи, подобные лахарам, рассматривались как отложения горных рек, возникшие в связи с поднятием страны и усиливающейся с этим эрозией, или как породы жерловой фации. Лишь в последнее время для различных районов Казахстана справедливо высказываются соображения о принадлежности палеозойских вулканогенно-обломочных пород к вулканогенно-молассовой (лахаровой) формации (Федоров, 1963, Скринник, 1968, Стеркин, 1969 и др.).

## Выводы

Для территории Южной Джунгарии, как и для других районов развития вулканогенных образований в Казахстане, до последнего времени господствовали представления о литологической однородности одновозрастных вулканогенных толщ. На основе чисто литологических признаков выделялись такие вулканогенные свиты, как, например, андезитовая (порфировая), липаритовая (порфировая, альбитофировая), или эффузивно-пирокластическая (андезитовая) и пр. Повторяемость свит кислого и основного состава, таким образом, устанавливалась почти в каждом стратиграфическом подразделении, соответствующем определенному тектоно-магматическому циклу. При этом подразумевалось, что смена основных эффузивов кислыми в пределах стратиграфических подразделений обусловлена процессами дифференциации в глубинных магматических очагах (Зырянов, 1963; Майрин, 1960 и др.). Факты, противоречившие этим представлениям, объяснялись деятельностью остаточных (от прошлых циклов) магматических очагов (Кошкин, 1963).

Между тем, как свидетельствуют приведенные выше материалы, вулканогенные свиты характеризуются гораздо более сложным полифациальным составом и внутренним строением, сохраняющими в каждом отдельном случае свои характерные индивидуальные особенности (рис. II—8 и II—9).

Так, для нижней в верхнепалеозойском разрезе куарасанской свиты типично преимущественное развитие грубообломочных вулканогенных пород — туфоагломератов и туфобрекчий, чередующихся с линзами и горизонтами лав и игнимбритов как липаритового, так и андезитового состава.

В следующей затем долантауской свите преимущественным распространением пользуются три типа фаций: вулканогенно-молассовая, представленная туфами, туфопесчаниками и гравелитами; околожерловая — андезитовая, представленная стратифицированными толщами андезитов и их туфов, и жерловая — андезитовая или андезито-базальтовая фация, представленная крупными экструзивными телами, переходящими в покровы и потоки.

В составе айнабулакской свиты выделяется по крайней мере четыре различных типа фаций, находящиеся между собой в весьма сложных соотношениях: это туфоигнимбритовая фация, состоящая из туфопесчаников, туффитов и туфов смешаного состава с отдельными горизонтами и линзами игнимбритов и игниспумитов; вулканогенно-молассовая, представленная туфопесчаниками, туффитами и туфами смешанного состава; игнимбритовая, состоящая из игнимбритов и игниспумитов преимущественно липаритового состава, и околожерловая, андезито-базальтовая, сложенная стратифицированными линзами андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов, представляющих руины крупных стратовулканов.

Предыдущими исследователями вулканогенно-молассовые и эффузивно-пирокластические образования отрывались друг от друга в пространстве и во времени и рассматривались в составе различных свит и подсвит. Эти представления о выдержанном литологическом составе верхнепалеозойских свит и других стратиграфических подразделений, основанные на концепции о цикличном развитии магматизма, в свете последних данных не находят себе подтверждения.

В строении катутауской и кузгунской свит, представляющих верхнюю часть вулканогенной формации, участвуют игнимбриты и игниспумиты, заключающие отдельные прослои вулканогенно-молассовых образований и стратифицированные линзы андезито-базальтов — реликты уже отмеченных для других свит стратовулканов. По условиям образования и характеру внутреннего строения катутауская и кузгунская свиты идентичны описанным ранее свитам нижней части разреза.

Наконец, достарская свита, венчающая разрез вулканогенной формации в Джунгарском Алатау, состоит из невыдержанных по мощности и простиранию линз и прослоев крупнообломочных пород типа лахаровых брекчий, грубозернистых косослоистых туфов и туфопесчаников, чередующихся с потоками и покровами туфолав (игниспумитов) и игнимбритов кислого состава и потоков андезито-базальтов.

Особенности фациальной изменчивости вулканогенных свит Южной Джунгарии проявляются не менее отчетливо, чем индивидуальные черты их внутреннего строения. Для куарасанской свиты, например, резкая фациальная изменчивость выражается в изменении мощностей и состава линз и горизонтов разнообразных эффузивно-пирокластических и вулканогенно-молассовых пород, возникших в условиях интенсивной вулканической деятельности, сопровождающейся образованием мощных грязекаменных потоков — лахаров.

В долантауской свите характер и взаимоотношения фаций также подвержены резким колебаниям, подчеркивая тем самым пространственную и временную разобщенность протекавших в долантаускую эпоху в целом однотипных и целенаправленных процессов. Так, на востоке Южной Джунгарии наблюдается такая последовательность фаций: вулканогенно-молассовые отложения — в низах разрезов, околожерловые стратифицированные толщи андезитов и их туфов — в средней части и мощные залежи жерловых андезито-базальтов — в верхах. К западу характер и взаимоотношения фаций заметно меняются. Здесь жерловая, андезито-базальтовая фации чаще всего

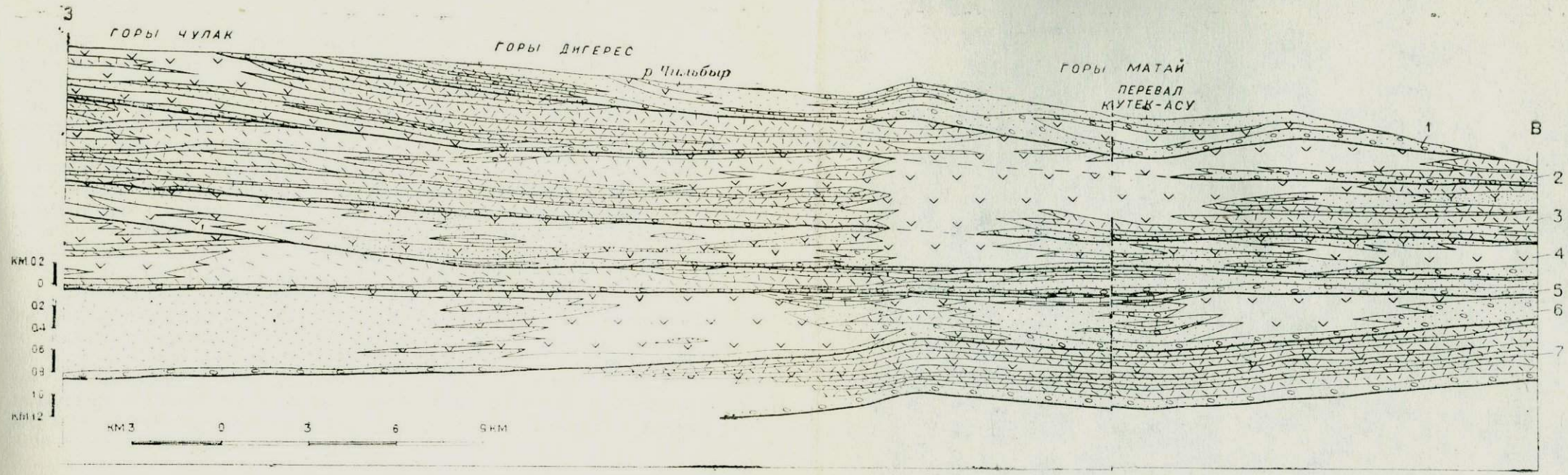



**Рис. II—8. Схема фациальной изменчивости средне-верхнепалеозойских вулканогенных свит Южной Джунгарии. Западная часть региона:** 1 — достарская свита; 2 — кузгунская свита; 3— катутауская свита;4 — конуроленская свита; 5—айнабулакская свита;6 — долантауская свита; 7—куарасанская свита. (Условные обозначения на рис. II—2).

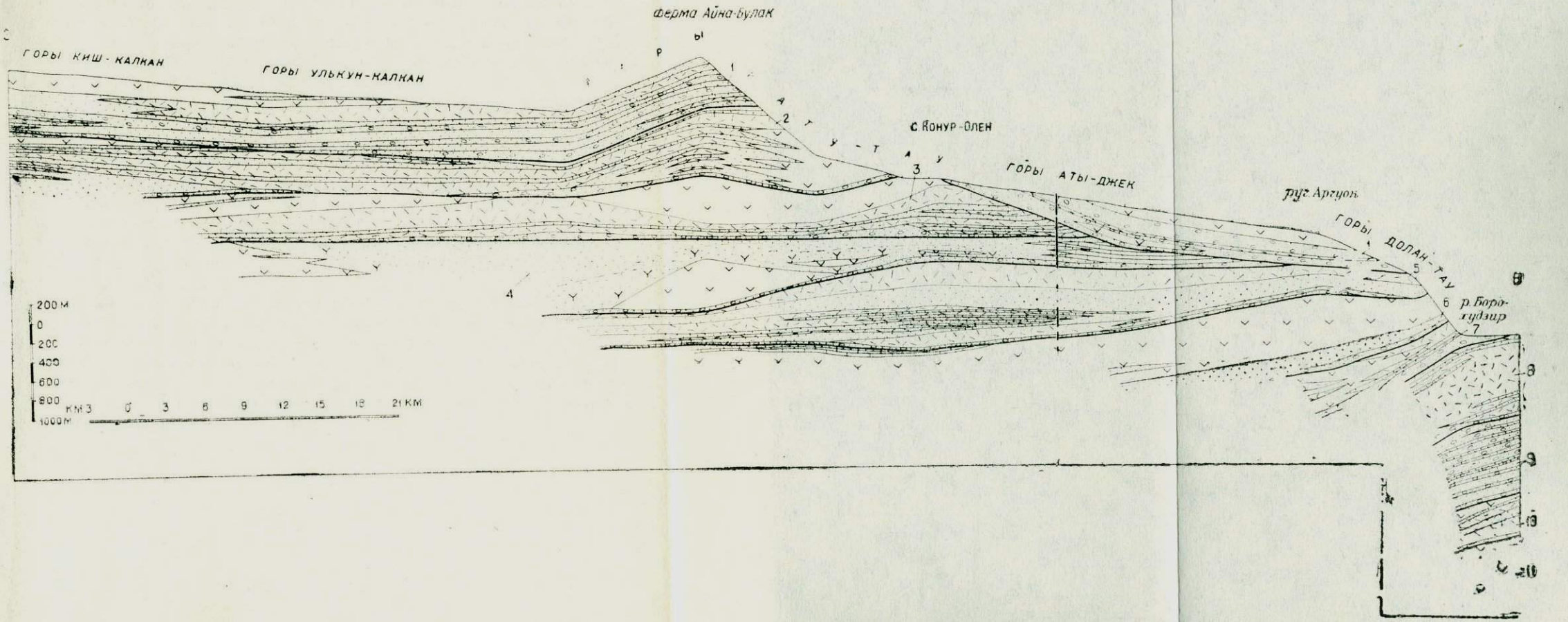



**Рис. II—9. Схема фациальной изменчивости средне-верхнепалеозойских вулканогенных свит Южной Джунгарии. Восточная часть региона.** 1 — достарская свита; 2 — кузгунская свита; 3 — катутауская свита; 4 — конуроленская свита; 5 — айнабулакская свита; 6 — долантауская свита; 7 — куарасанская свита; 8 — борохудзирская свита; 9 — коктасская свита; 10 — дувантауская свита; 11 — алтынэмельская свита. (Условные обозначения на рис. II—2).

встречаются в средней части разреза, а вулканогенно-молассовая фация отмечается как в нижней, так и в верхней части. Фациальная изменчивость свиты еще более усугубляется широким развитием крупных стратифицированных линз — руин андезитовых стратовулканов и полигенных вулканов, мигрирующих по всему разрезу.

В составе айнабулакской свиты отчетливо выраженными морфогенетическими чертами, наряду с андезито-базальтовой, отличается игнимбритовая фация. Горизонты игнимбритов, входящие в ее состав, нередко прослеживаются на десятки километров, сохраняя свои специфические структурные и текстурные особенности. Вместе с тем, игнимбритовая и другие вулканогенные фации не образуют хорошо выдержанных стратифицированных горизонтов, характерных, например, для областей геосинклинального осадконакопления. Напротив, они состоят из линзующихся выклинивающихся на коротких расстояниях и фациально заменяющих друг друга прослоев и пачек. Тщетно было бы, таким образом, искать в соседних разрезах полную тождественность в литологии и стратиграфии. Однако было бы ошибочно на этом основании и отрицать возможность корреляции разрезов. Тщательный литолого-стратиграфический анализ, как правило, позволяет выявить наряду с различиями в деталях и главные особенности внутреннего строения, делающими сопоставление и корреляцию разрозненных толщ не только возможными, но и вполне обоснованными.

Не менее отчетливо фациальная изменчивость наблюдается в конуроленской свите. Лавы и туфы андезитов в ее составе не образуют мощных, хорошо выдержанных горизонтов, как это предполагалось ранее другими исследователями. Они встречаются преимущественно среди кислых и смешанных вулканогенных толщ в виде отдельных стратифицированных линз, представляющих, как уже отмечалось (Фремд, 1963), руины каменноугольных стратовулканов.

Резкая фациальная изменчивость стратиграфических подразделений не менее ясно наблюдается и в верхней части вулканогенного разреза. В составе катутауской и кузгунской свит игнимбритовые линзы и горизонты сплошь и рядом выклиниваются и замещаются пачками вулканогенно-молассовых образований или стратифицированными линзами андезито-базальтов и их туфов. Для достарской свиты особенно характерно сложное сочетание невыдержанных по составу и строению лахаровых потоков с горизонтами, линзами и прослоями игнимбритов и игниспумитов трахилипаритового и липаритового состава, а также андезито-базальтов и андезитов.

Фациальная изменчивость вулканогенных толщ Южной Джунгарии, показанная на ряде примеров, усложняет, но не исключает, возможность сопоставления и корреляции отдельных разрезов. Тщательный литолого-стратиграфический анализ, как правило, дает возможность выявить наряду с различиями в деталях главные особенности внутреннего строения, позволяющие проводить достаточно широкие и обоснованные экстраполяции.

## Глава III

# ПАЛЕОВУЛКАНЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ НЕККИ, СИЛЛЫ И ДАЙКИ

Предположения о широком развитии в Южной Джунгарии верхнепалеозойских палеовулканов и оставшихся от них некков, высказанные еще в начале наших исследований (Русаков, Фремд, 1958), в дальнейшем полностью подтвердились. В настоящее время коллективом лаборатории палеовулканологии под руководством автора выявлено и изучено 105 палеовулканов, некков, экструзий и субвулканов.

Ряд палеовулканов, некков, экструзий описан другими исследователями (Азбель, Борукаева, Скрынник, Ткаченко и др.). Краткая их характеристика приводится в полном каталоге (табл. III—1, рис. III—1). Наиболее типичные примеры описаны детально.

Предложенная ранее (Фремд, 1960) классификация палеовулканов Южной Джунгарии, в связи с новыми данными, может быть представлена в следующем общем виде:

I. Слабо размытые палеовулканические аппараты:

1. Липаритовые и липарито-дацитовые полигенные вулканы:
   а) линейные (трещинные) вулканы;
   б) центральные вулканы (стратовулканы).
2. Андезитовые и андезито-базальтовые полигенные вулканы:
   а) линейные (трещинные) вулканы;
   б) центральные вулканы (щитовые и стратовулканы).
3. Сложные (андезито-липаритовые) полигенные вулканы и вулканические нагорья.

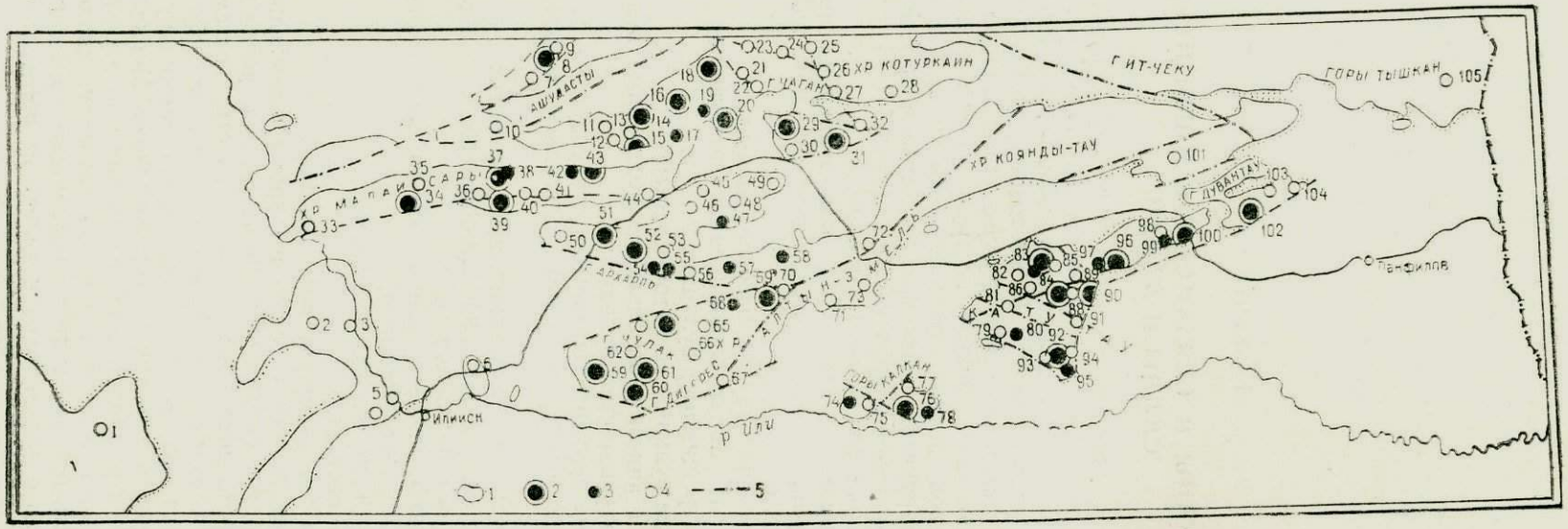
II. Сильно размытые палеовулканические аппараты:

1. Экструзии, силлы, некки и дайки липаритового и липарито-дацитового состава (лавы и пирокласты).
2. Экструзии, силлы, некки и дайки андезитового и андезито-базальтового состава (лавы и пирокласты).

III. Субвулканы (интрузии под вулканами):

1. Гранитоидного состава.
2. Диоритового и габбро-диоритового состава.

Необходимо отметить, что в настоящее время классификация палеовулканов еще не разработана и попытка автора восполнить этот пробел не может претендовать на универсальность. Систематизация палеовулканов и палеовулканической деятельности на основе актуалистических принципов чрезвычайно усложняется, поскольку вулканические извержения различных типов, установленные Меркалли, Лакруа и др. (гавайский, стромболианский, пелейский и т. д.) отличаются не столько по продуктам вулканической деятельности, сколько по ее характеру. Между тем, при изучении палеовулканов приходится иметь дело в первую очередь с вулканитами и далеко не всегда с остатками


хр КОТУРКАИН
ГИТ-ЧЕКУ
ГОРЫ ТЫШКАН
хр КОЯНДЫ-ТАУ
Г. ДУБАНТАУ
Г. АРКАРЫ
Г. ЧУЛДА
Г. ДАЛГОРЬЕ
ГОРЫ КАЛДАН
Г. ЧЕЛКАР
Г. ЧЕЛКАР-ЗАПАДНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ВОСТОЧНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ЗАПАДНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЮЖНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-СЕВЕРНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЗАПАДНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
Г. ЧЕЛКАР-ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-ВОСТОЧНЫЙ-ЦЕНТРАЛЬ

вулканических форм. Проблема конвергентности, на которую в последнее время обратил внимание Г. Л. Поспелов (1963), приобретает здесь особую остроту.

Поэтому в основу предложенной классификации положен геологический принцип, учитывающий в равной степени как состав, так и характер вулканических продуктов, условия их залегания, соотношения с вмещающими породами, строение, фациальную изменчивость и пр. В соответствии с предложенной классификацией рассмотрим наиболее характерные примеры различных типов палеовулканов.

## ЛИПАРИТОВЫЕ И ЛИПАРИТО-ДАЦИТОВЫЕ ПОЛИГЕННЫЕ ВУЛКАНЫ

Как уже отмечалось, среди липаритовых и липарито-дацитовых полигенных вулканов на основе геологических принципов можно выделить линейные (трещинные) аппараты и аппараты центрального типа. Как те, так и другие пользуются в Южной Джунгарии широким распространением, но очень часто бывают разрушены длительно действующими эрозионно-тектоническими процессами.

### Линейные (трещинные) вулканы

Условия залегания и особенности внутреннего строения некоторых кислых вулканогенных серий, в частности исключительная их выдержанность на десятки и даже сотни километров по простиранию, и постоянство состава, не оставляют сомнения в трещинном характере грандиозных по масштабу эксплозий.

Наиболее интенсивная эксплозивная деятельность линейных (трещинных) вулканов, по-видимому, происходила в айнабулакскую эпоху ($C_2 — C_3$), характеризующуюся развитием на колоссальных площадях, охватывающих не только Южную Джунгарию, но и другие части Джунгарского прогиба, удивительно однообразных и мощных покровов игнимбритов. Достаточно указать, что по другую сторону Илийской депрессии, в Кетмене и в Заилийском Алатау, по данным В. М. Сорокоумова и др., в составе Джамбасской свиты ($C_{2-3}$) широко развиты игнимбритовые покровы, ничем не отличающиеся от айнабулакских.

В Северном Прибалхашье на обширной территории Саякской впадины в основании керегетасской свиты ($C_{2-3}$) на площади, превышающей 1500 кв. км, В. Я. Кошкиным (1963) закартирован сплошной игнимбритовый покров с устойчивой мощностью в 70—100 м.

Пространственно и генетически трещинные эксплозии айнабулакской эпохи были связаны с Алтынэмельским региональным разломом, протягивающимся на сотни километров вдоль Алтынэмельского хребта. В дальнейшем трещинный канал вулкана был закупорен гранитной магмой, образовавшей узкий, вытянутый вдоль разлома гранитный массив — типичный пример интрузии под вулканом. Краткое описание массива приводится ниже.

### Центральные вулканы

Наряду с линейными (трещинными) вулканами в истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии большую роль играли центральные вулканы. Нередко цепочки подобных вулканов вытягивались вдоль трещинных зон, знаменуя тем самым переход от трещинных эксплозий к эксплозиям центрального типа.

Вулканы центрального типа, как правило, представляли крупные стратифицированные сооружения, имеющие вид монолитных стратовулканов типа Сомма-Везувий. Такие вулканы, судя по многочисленным их руинам, в виде некков фельзитов и риолитов, пользовались на

территории Южной Джунгарии широким распространением. Однако большая часть из них впоследствии была разрушена в результате длительных тектонических процессов, связанных с развитием глубинных разломов и перемещениями по ним консолидированной земной коры. Уцелели лишь аппараты в пределах отдельных блоков, не слишком расчлененных мозаикой дизъюнктивных нарушений и вместе с тем неглубоко размытых эрозией.

В этом отношении в весьма благоприятных условиях оказался один из самых южных в системе Джунгурского Алатау массив Катутау: разбивающие его дизъюнкции не отличались значительной амплитудой вертикальных и горизонтальных перемещений и в связи с этим вулканические структуры в ряде случаев сохранились исключительно хорошо. В качестве примера такой хорошо сохранившейся вулканической постройки в горах Катутау целесообразно описать Кожамджарский вулкан.

### Кожамджарский вулкан

Вулкан расположен в горах Катутау на северном крыле крупной Катутауской брахисинклинали, сложенной вулканогенными толщами верхнего карбона и пермо-триаса. Пологое моноклинальное падение пластов на крыльях структуры усложнено складками второго порядка, многочисленными разломами северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений, а также куполообразными вулкано-тектоническими поднятиями, возникшими вокруг многочисленных некков и экструзий.

Несмотря на длительно действовавшие эрозионно-тектонические факторы, в строении вулкана хорошо различается сомма из эффузивно-пирокластических и вулканогенно-молассовых образований и фельзитовый некк, возвышающийся в центре неглубокой кальдеры (рис. III—2).

Сомма вулканов представляет плоское нагорье с внутренним диаметром около 0,5 км и наружным — до 4 км. Сомма прорезана многочисленными логами. По одному из них проложена колесная дорога, позволяющая спуститься к кальдеру и приблизиться к центральному некку. В остальных случаях края соммы отличаются большой крутизной и спуск по ним сопряжен с трудностями.

Системой тектонических нарушений сомма вулкана разбита на ряд блоков, среди которых наиболее крупными являются северный, центральный, южный и западный. Больше других повлиял на современную морфологию вулканической постройки северо-восточный сброс. Вдоль его плоскости южная часть соммы опустилась на несколько сотен метров и в соприкосновение с вулканом пришли более молодые, не связанные с его деятельностью, игнимбритовые покровы. Вдоль других нарушений, преимущественно субширотного направления, крупных перемещений не было и первоначальное строение соммы сравнительно хорошо сохранилось (рис. III—3 и III—4).

В основании разреза, наблюдающегося на внутренних стенках соммы, залегают фиолетовые литокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава. Крупные линзы этих туфов мощностью до 20 и более метров наблюдаются в восточном и северо-восточном секторе в контакте с фельзитами центрального некка. В виде небольшого клина туфы встречаются и в западном тектоническом блоке.

В западной части кальдеры в основании разреза залегает крупная линза игнимбритов, контактирующих с фельзитами некка. Игнимбриты

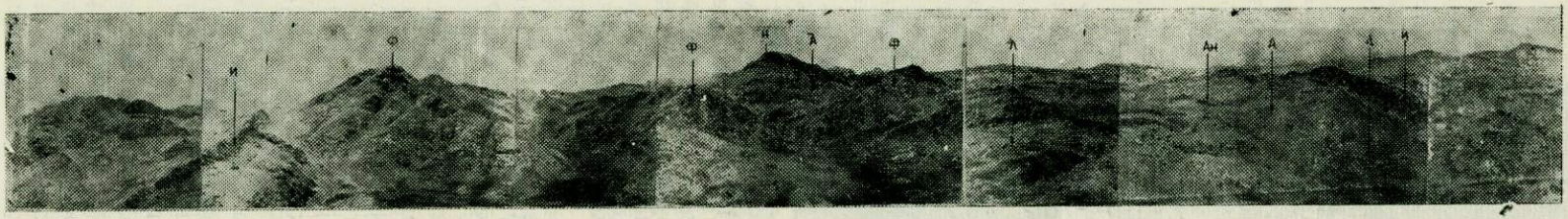



**Рис. III—2. Общий вид Кожамджарского вулкана.** ф — фельзиты Центрального некка; и — игнимиты; а — агломераты; л — лахары; ан — андезитовый силл

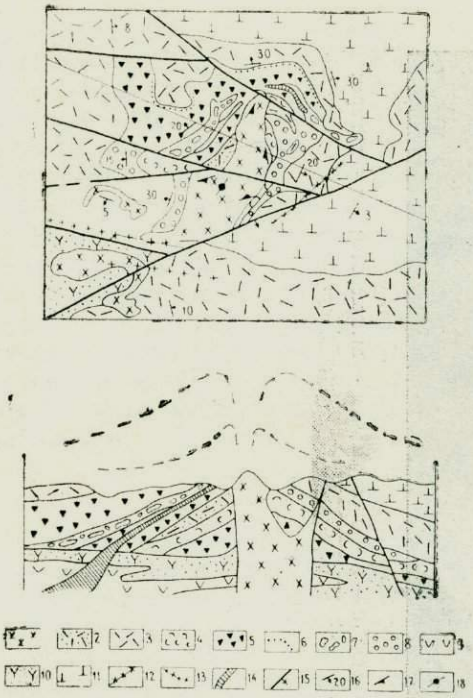


**Рис. III—3. Схема геологического строения Кожамджарского вулкана.**

1 — фельзиты Центрального некка; 2 — игнимбриты и игнимбритоподобные туфы в основании разреза соммы; 3 — игнеспумиты верхней части разреза соммы; 4 — липарито-дацитовые туфы; 5 — туфоагломераты; 6 — линзы слоистых туфов и туффитов в туфоагломератовой толще; 7 — лахаровые брекчии; 8 — слоистые лахаровые брекчии; 9 — андезиты и туфы андезитов конуроленской свиты в основании вулкана; 10 — туфы смешанного состава конуроленской свиты в основании вулкана; 11 — игнимбриты, перекрывающие вулкан. Силлы и дайки: 12 — фельзитов и липаритов; 13 — плагиосиенитпорфиров, 14 — андезитов, 15 — разломы; 16 — элементы залегания, 17 — элементы флюидальности, 18 — вертикальная флюидальность.

отличаются слабо выраженной флюидальностью и в ряде случаев более напоминают витрокристаллокластические туфы. Только под микроскопом можно наблюдать определенную ориентировку сваренных пепловых частиц, огибающих обломки полевошпатовых и кварцевых зерен.

На игнимбритах в западной части кальдеры залегает мощная, сложно построенная пачка туфоагломератов и туфов. Эта пачка прослеживается также в северном и северо-восточном секторе, где она налегает на литокристаллокластические туфы и к югу фациально замещается толщей лахаровых брекчий. Мощность пачки колеблется от 60—80 м в западном секторе, до 45—50 м — на востоке.

Агломераты состоят из плохосортированных угловатых обломков преимущественно андезитового состава размером до 10 мм. Вместе с тем встречаются отдельные линзы и прослои, состоящие из валунов размером в 10—30—50 см и даже до 1 метра в поперечнике, сцементированных мелким пирокластическим материалом. Среди агломератов встречаются отдельные маломощные пачки мелкозернистых слоистых туфов и туффитов смешанного состава.

В западном секторе центрального тектонического блока в агломератовую толщу вклинивается крупная линза лахаровых брекчий. Вторая такая же линза фиксируется в восточном секторе северного тектонического блока. Лахары состоят из неокатанного и несортированного валунно-галечного материала, сцементированного более мелкой туфоагломератовой массой. Среди обломков преобладают андезиты и туфы андезитов, однако встречаются также обломки кислых вулканических пород.

В восточном секторе центрального блока, в западном и восточном секторах южного блока, а также в западном блоке широким развитием пользуются своеобразные слоистые лахары или вулканогенные молассы, отличающиеся от ранее описанных подобных им образований лучшей сортировкой и слоистостью, обусловленной чередованием более крупнообломочного и более мелкообломочного материала. Эти слоистые лахары характеризуются и более разнообразным составом. Наряду с преобладающими обломками андезитов и липаритовых игнимбритов, участвующих в строении вулканического конуса, встречаются обломки из пород фундамента стратовулкана.

Разрез соммы увенчан мощным покровом вишнево-красных липарито-дацитовых игниспумитов. По морфологии и составу игниспумиты относятся к ранее уже описанному достарскому типу (Фремд, 1961). Макроскопически в них наблюдается вишнево-красная основная масса, заключающая многочисленные линзочки и полоски полураскристаллизованного вещества, обломки кристаллов полевых шпатов и зерен кварца. Линзочки и полоски, придающие породе ее характерный облик, имеют узкое (1—2 мм) сечение в вертикальном разрезе и широкое лепешкообразное — в горизонтальном. Количество их достигает 40—60% объема породы.



**Рис. III—4. Вертикальная отдельность в экструзивных фельзитах, развивающаяся по флюидальности. Горы Катутау.**

Под микроскопом основная яшмовидная масса состоит из полураскристаллизованного кварц-полевошпатового вещества со сферолитовой или микрофельзитовой структурой и сложной тонкофлюидальной текстурой. Полоски и линзочки под микроскопом обнаруживают обычно сложное зональное строение. Внутренняя их часть, или ядро, состоит из сравнительно хорошо раскристаллизованного шестоватого или мозаичного кварца с включениями единичных кристаллов кислых плагиоклазов либо калишпата. Промежуточная зона сложена полураскристаллизованным кварц-полевошпатовым веществом. Снаружи наблюдается узкая каемка пылевидного рудного вещества. В основной массе и линзовидных включениях нередко развиваются гидротермальные минералы: опал, алунит, карбонаты и эпидот.

С востока сомма вулкана перекрывается мощным горизонтом липаритовых игнимбритов чебулайбулакского типа (Фремд, 1961) генетически связанных с вулканическими центрами, расположенными восточнее Кожамджарского вулкана. Тектонический контакт этих игнимбритов со всеми другими породами соммы наблюдается вдоль линии северо-восточного сброса. Породы фундамента, представленные туфами смешанного состава конуроленской свиты, обнажаются в небольшом тектоническом блоке, расположенном юго-западнее стратовулкана.

Фельзитовый некк состоит как бы из двух частей: главного некка изометрической формы, закупоривающего центральное жерло, и более узкого, северного языка, приуроченного к разрыву северо-восточного простирания.

Главный некк, отделенный от северного языка узким тектониче-

ским ущельем, состоит из трех кулисообразно расположенных вершин, возвышающихся над дном кальдеры на 120—150 м. Диаметр некка у его подножия равен 300—350 м. Северный язык представляет узкий скалистый гребень с двумя остроконечными вершинами. В длину он достигает 500 м, в ширину — 150—170 м.

Фельзиты, слагающие некк, макроскопически представляют осветленные розовые или кремово-белые плотные криптокристаллические зернистые породы с ясной флюидальностью в одних случаях и массивные в других (рис. III—4).



**Рис. III—5. Силл кварцевых липаритов. Наблюдается четкий контакт с нижележащими туффитами. Горы Катутау.**

Под микроскопом фельзиты состоят из однородной полураскристаллизованной кварцево-полевошпатовой массы, по которой обычно развиваются мелкочешуйчатые агрегаты каолинита, реже серицита, алунита и зернистые скопления вторичного кварца.

С вмещающими породами фельзиты имеют экструзивный контакт. Особенно наглядно это наблюдается с восточной стороны некка. Здесь фельзиты с отчетливо выраженной почти вертикальной флюидальностью контактируют с туфоагломератами. На плоскости контакта со стороны фельзитов наблюдаются включения пирокластических пород, представляющих плохо переработанные ксенолиты. Туфоагломераты у контакта заметно ороговикованы и местами осветлены.

Неподалеку от некка встречаются фельзитовые, липаритовые и плагиосиенитпорфировые силлы и дайки, связанные с заключительным этапом деятельности вулкана. Два крупных силла липаритов, переходящих в фельзит-порфиры, картируются к западу и юго-западу от конуса стратовулкана. Выходы одного из них прослеживаются на 250 метров, второго — более чем на 400 метров. С подстилающими витрокристаллокластическими туфами и туфопесчаниками экструзивные залежи имеют четкий активный контакт (рис. III—5).

Одна из крупных фельзитовых даек, являющаяся апофизой некка, протягивается в восток-северо-восточном направлении более чем на 400 метров. Мощность ее составляет от 3 до 5 м. Западнее некка отмечаются несколько маломощных даек фельзитов северо-восточного или восточно-северо-восточного простирания. Дайки северо-восточного про-

стирания отмечаются и восточнее некка. Дайки плагиосиенит-порфиров встречены к югу и к западу от некка. Они ориентированы в субширотном направлении, отличаются значительной мощностью (5—10 м) и длиной до нескольких сот метров. Дайки плагиосиенитпорфиров секут фельзитовые дайки, а также фельзиты, фельзитпорфиры и липариты-силлов и центрального некка.

### История формирования вулкана

В деятельности Кожамджарского стратовулкана можно выделить три этапа, охватывающих весьма длительные отрезки геологического времени.

В первый этап, на протяжении большей части нижнепермской эпохи, сформировался полигенный вулкан с диаметром основания в 5—6 км и высотой до 2 км. В период формирования стратовулкана характер вулканической деятельности приближался к стромболианскому типу. Извержения сопровождались сильными взрывами и выбросами огромных масс рыхлого материала, образовавших вулканический конус из туфов и туфоагломератов или андезито-дацитов с небольшими прослойками игнимбритов того же состава. В конце этапа в результате грандиозного взрыва и выброса огромных масс магматических продуктов произошел провал значительной части вулканического конуса с образованием на его месте крупной кальдеры.

Во второй этап, без заметного перерыва во времени, вулканическая деятельность возобновилась. В центре кальдеры вокруг старого жерла начал расти новый слоистый конус. На этот раз в его образовании большую роль играли кислые пирокластические продукты — игнимбриты и игниспумиты липарито-дацитов и липаритов. Новый конус настолько увеличился в размерах, что целиком заполнил кальдеру и частично перекрыл сомму.

В конце второго этапа возникла новая, на этот раз небольшая, кальдера с диаметром порядка 0,6—1,0 км. Небольшие размеры кальдеры позволяют предполагать, что она образовалась не в результате обрушения, а представляет большой кратер, возникший при грандиозном извержении пелейского типа, уничтожившим часть вулканического конуса.

В третий этап происходила преимущественно эксплозивная деятельность катмайского или пелейского типа, обусловившая преимущественное распространение игнимбритов и игниспумитов. Эксплозии чередовались, а отчасти сопровождались, мощными грязекаменными потоками — лахарами — следствием грозовых ливней и прорывов кратерных озер, сопутствующих деятельности вулканов.

В заключение третьего этапа после значительного перерыва во времени, обеспечившего далеко зашедшую дифференциацию магмы, из кратера поднялась риолитовая игла, частично сохранившаяся до наших дней.

Строение вышеописанного стратовулкана дает серьезные основания, чтобы рассматривать ряд других вулкано-тектонических депрессий в Южной Джунгарии, и в особенности депрессий с риолитовыми некками, как кальдеры, а постройки в целом, как древние полигенные вулканы, разрушенные позднейшими эрозионно-тектоническими процессами.

## АНДЕЗИТОВЫЕ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫЕ ПОЛИГЕННЫЕ ВУЛКАНЫ

Среди вулканов этой группы по геологическим данным выделяются линейные (трещинные) лавовые вулканы и центральные вулканы, сложенные либо лавами (щитовые вулканы), либо лавами и пирокластами (стратовулканы).

### Линейные (трещинные) вулканы

Линейные андезито-базальтовые и базальтовые вулканы, характеризующиеся, как известно (А. Ритман и др.), широким площадным развитием покровных и экструзивных плато-базальтов, среди верхнепалеозойских и мезозойских вулканогенных толщ в Южной Джунгарии достоверно не установлены. С большой долей вероятности к ним можно отнести нижнетриасовые андезито-базальтовые покровы и силлы, развитые на западе в горах Майтобе и в восточной части территории в горах Атыджек и Долантау.

### Центральные вулканы

Щитовые андезито-базальтовые вулканы представлены в Южной Джунгарии многочисленными экструзивно-эффузивными массивами, некками, силлами и дайками — лавоподводящими каналами. Наибольшее число эффузивно-экструзивных массивов андезито-базальтов относится к постверхнепермскому — постнижнетриасовому возрасту. Характеристика некоторых из них приводится в конце главы, а также в каталоге вулканов (табл. III—1).

Стратовулканы андезитового состава среди верхнепалеозойских вулканических образований Южной Джунгарии играют особенно заметную роль. Как уже отмечалось (Фремд, Каменский, 1963), подобные статовулканы наблюдаются в виде крупных изометрических или линзовидных тел, сложенных андезитовыми потоками и покровами, чередующимися с туфами того же состава. Крупные размеры линз, нередко достигающие 5—8 км по длинной оси, их неправильная форма, обусловленная первично сложными формами накопления вулканических продуктов, а впоследствии длительно действующими эрозионно-тектоническими факторами, привели к тому, что до последнего времени эти вулканические аппараты никем не выделялись, а рассматривались в составе нормальных стратиграфических разрезов.

Между тем, выделение подобных вулканических построек среди кажущихся монотонными вулканогенных толщ представляет большой теоретический и практический интерес, поскольку с ними связаны пространственно и генетически поля гидротермально измененных пород с разнообразной, главным обра-



**Рис. III—6. Схема размещения верхнепалеозойских андезитовых стратовулканов в г. Катутау.**

1 — вулканогенно-терригенная фация среднего карбона; 2 — существенно игнимбритовая фация верхнего карбона; 3 — вулканогенно-терригенная фация верхнего карбона; 4 — существенно игнимбритовая фация нижней и верхней перми; 5 — вулканогенно-молассовая фация нижнего триаса; 6 — субвулканические сложные интрузии послеверхнепермского возраста; 7—9 — жерловые и околожерловые фации; 7 — потоки и покровы андезитов в переслаивании с туфами; 8 — экструзивные купола, некки, силлы липаритов, липарито-дацитов, трахилипаритов, фельзитов, микрогранитов; 9— экструзивные купола и силлы андезито-базальтов и микрогаббро-диоритов; 10 — стратовулканы; I — Конуроленский, II — Ташкумырсайский, III — Карачекинский, IV — Кызылчекинский, V — Ащибастауский, VI, VII — предполагаемые вулканические аппараты.

зом золото-серебряной и полиметаллической минерализацией, дающей на отдельных участках под контролем вулкано-тектонических структур высокие промышленные концентрации.

Ниже приводится описание некоторых наиболее крупных и хорошо изученных стратовулканов.

### Конуроленский стратовулкан

Стратовулкан расположен в северной части гор Катутау среди верхнекаменноугольных вулканогенно-осадочных образований (рис. III—6). В плане вулкан имеет форму эллипса, вытянутого в субширотном направлении согласно со структурой вмещающих пород. Площадь основания вулкана составляет около 12 кв. км. Субширотным разломом вулкан рассечен на 2 части — северную и южную. Северная, по-видимому, ранее приподнятая часть вулкана, почти полностью уничтожена эрозией. Южная часть, напротив, сохранилась настолько хорошо, что представляется возможным восстановить многие детали ее строения, характер напластования, первоначальные элементы залегания стратифицированных пачек (рис. III—7 и III—8).

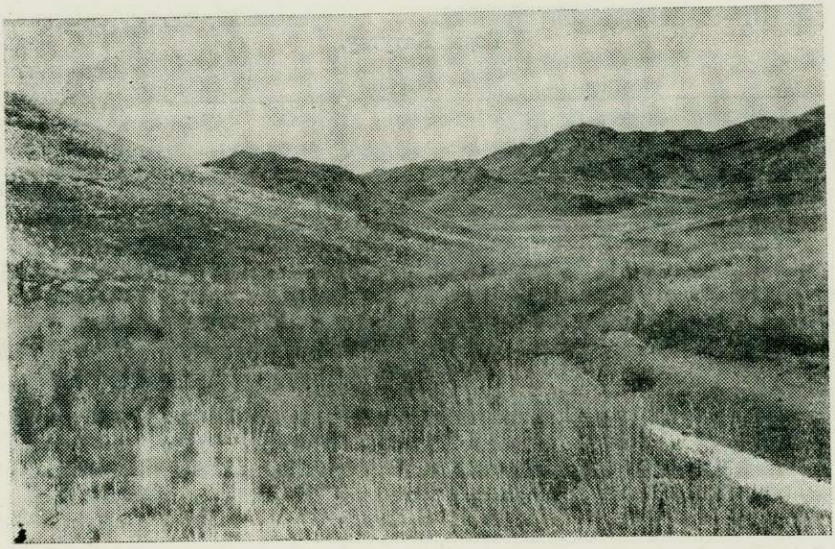


**Рис. III—7. Андезитовый стратовулкан Конуроленский. Общий вид. Горы Катутау.**

В разрезе вдоль северного фаса гор Катутау, вскрывающем внутреннюю часть вулканического конуса, наблюдается отчетливое чередование лавовых потоков и пирокластических горизонтов. Всего в разрезе, общей мощностью до 600 м, насчитывается 30 лавовых потоков, мощность которых колеблется от 0,5 до 5,0 м. Длина отдельных потоков достигает 15—20 км (рис. III—9).

Пирокластические породы представлены главным образом грубообломочными фациями, туфами, туфобрекчиями и туфоагломератами. Широким распространением пользуются вулканические бомбы, достигающие нередко 1 м в диаметре. Мощность пирокластических горизонтов, намного превышающая мощность лавовых потоков, колеблется в пределах 20—40 м, а в отдельных случаях достигает 70 м.

Послойный разрез через южную часть стратовулкана выглядит следующим образом (снизу вверх):

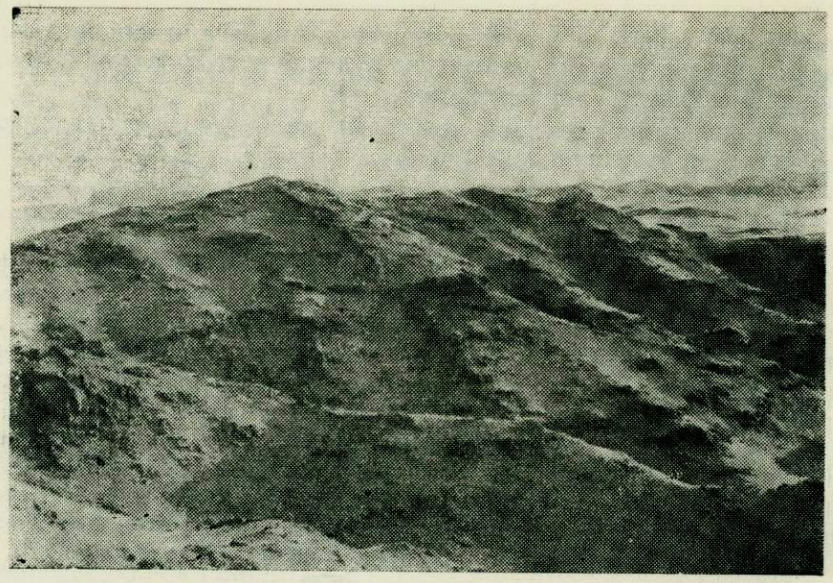


**Рис. III—8. Андезитовый стратовулкан Конуроленский, деталь строения. Горы Катутау.**

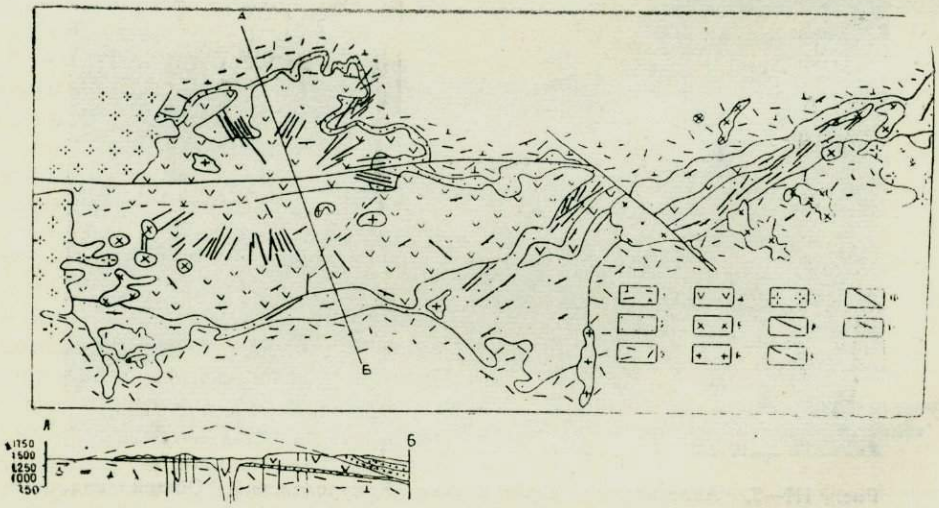



**Рис. III—9. Схема геологического строения Конуроленского вулкана.**
1 — игнимбриты айнабулакской свиты; 2 — туфы смешанного состава, туффиты конуроленской свиты; 3 — игнимбриты катутауской свиты; 4 — стратифицированная толща андезитов и их туфов, слагающих Конуроленский стратовулкан; 5 — экструзивные купола и некки андезито-базальтов; 6 — некки фельзитов, липаритов, липарито-дацитов, трахилипаритов; 7 — субвулканические интрузивные породы; 8 — дайки андезитов и андезито-базальтов; 9 — дайки липаритов и трахилипаритов; 10 — разломы; 11 — элементы залегания.

1. На туфах смешанного состава и туффитах, слагающих низы конуроленской свиты, залегает пласт зеленовато-серых туфов и туфоагломератов андезитового состава. Мощность — 40 м.

2. Выше залегают зеленовато-серые туфоагломераты андезитов с маломощными (до 0,5 м) прослоями андезитовых лав . . . . 40 м

3. Буровато-зеленые андезиты . . . . . 2 м

4. Литокристаллокластические туфы и туфоагломераты андезитов с тонкими (до 0,3—0,5 м) прослоями андезитовых лав . . . . 60 м

5. Зеленовато-серые андезиты . . . . . 5 м
6. Зеленовато-серые кристаллокластические туфы андезитов 25 м
7. Темно-серые андезито-базальты . . . . . 2 м
8. Зеленовато-серые литокристаллокластические туфы андезитов . . . . . 6 м
9. Серые, зеленовато-серые андезито-базальты . . . . . 1 м
10. Кристаллические туфы андезитов . . . . . 20 м
11. Серые, темно-серые андезиты . . . . . 1 м
12. Литокристаллокластические туфы андезитов с тонкими (до 0,5 м) прослоями андезитовых лав . . . . . 50 м
13. Серые и темно-серые андезиты . . . . . 12 м
14. Литокристаллокластические туфы андезитов с тонкими (0,3—0,6 м) прослоями андезитовых лав . . . . . 70 м
15. Темно-зеленые андезито-базальты . . . . . 1 м
16. Серовато-зеленые литокристаллокластические туфы андезитов с тонкими прослоями андезитовых лав . . . . . 70 м
17. Темно-зеленые андезито-базальты . . . . . 1 м
18. Зеленовато-серые литокристаллокластические туфы андезитов или андезито-базальтов . . . . . 20 м
19. Темно-серые андезито-базальты . . . . . 1 м
20. Литокристаллокластические туфы и туфобрекчии андезитов или андезито-базальтов . . . . . 30 м

Выше залегает мощная пачка вулканогенно-молассовых пород — туфов смешанного состава, туффитов, туфопесчаников.

На юго-западных склонах вулканического конуса отпрепарирован ряд экструзивных куполов, сложенных андезитами, андезито-базальтами и микродиоритами. Кроме того, широким распространением пользуются радиальные андезитовые и андезито-базальтовые дайки.

Самыми молодыми образованиями в теле Конуроленского стратовулкана являются дайки и некки липаритового состава.

Таким образом, можно предполагать, что деятельность вулкана носила отчетливо выраженный эксплозивный характер, при котором мощная пароксизмальная деятельность сопровождалась сравнительно слабыми лавовыми излияниями.

На заключительных этапах вулканической активности в теле уже сформировавшегося вулкана образовались боковые прорывы, следы которых сохранились в виде уже отмеченных выше некков и экструзивных куполов. В то же время по системам радиальных трещин, возникшим при просадке центрального конуса, внедрились многочисленные андезитовые дайки, фиксирующие в настоящее время центральную часть вулканического аппарата.

Значительно позже, в послепермскую эпоху, в связи с возобновлением вулканической активности стратовулкан был прорван дайками и некками липаритового состава.

### Ташкумырсайский стратовулкан

Стратовулкан расположен в 4 км к юго-востоку от Конуроленского стратовулкана. Он отличается изометрической формой с диаметром основания, равным 6 км (рис. III—10).

В результате длительной эрозии стратовулкан утратил конусовидный профиль и в настоящее время представляет собой куполовидное поднятие, ограниченное с севера региональным субширотным разломом. Элементы залегания пород в пределах куполовидного поднятия согласуются с его морфологией. Так, в юго-западной части поднятия лавы и прирокласты падают на юго-запад под углом 15—28°, в юго-восточной части — на юго-восток под углом 15—40°. Центральная

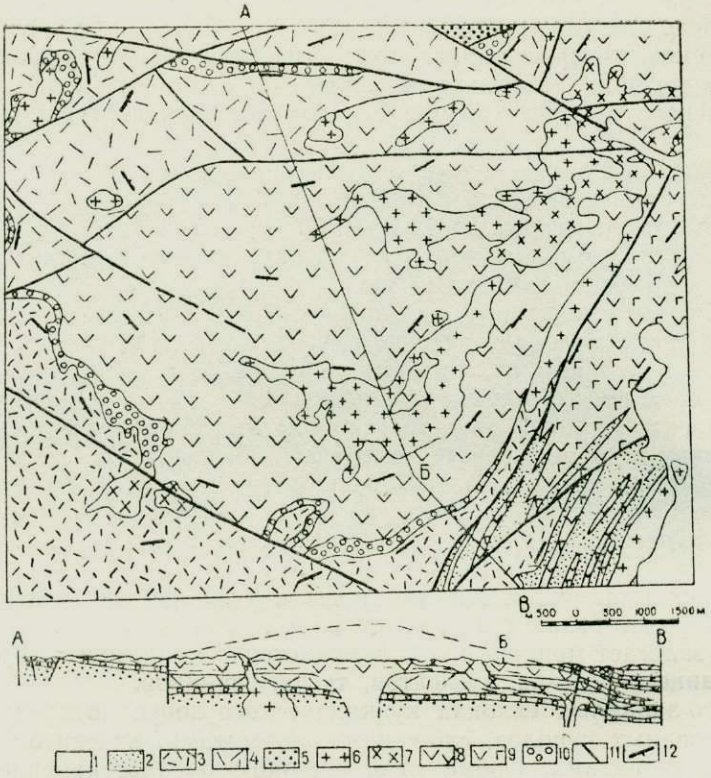



**Рис. III—10. Схема геологического строения Ташкумырсайского вулкана.** 1 — кайнозойские отложения Илийской депрессии; 2 — вулканогенно-терригенная фация верхней перми; 3 — существенная игнимбритовая фация верхней перми; 4 — то же, нижней перми; 5 — вулканогенно-терригенная фация верхнего карбона; 6—9 — жерловые и околожерловые фации; 6 — некки и экструзии фельзитов, липаритов, микрогранитов; 7 — то же, андезитов и андезито-базальтов; 8 — потоки и покровы андезитов в переслаивании с туфами Ташкумырсайского стратовулкана, 9 — то же, Кызылчекинского стратовулкана; 10 — базальные конгломераты; 11 — разломы; 12 — элементы залегания.

часть вулкана подчеркивается серией полукольцевых разломов, по которым на заключительном этапе эффузивно-эксплозивной деятельности внедрились липариты и их туфолавы.

В строении вулкана принимают участие до 50 андезитовых потоков, чередующихся с пирокластическими горизонтами. Мощность потоков составляет от 2 до 4 м, в то время как мощность пирокластических горизонтов колеблется в пределах 12—30 м. Суммарная мощность отложений в центральной части стратовулкана достигает 500 м.

Фундаментом для вулканического аппарата служат нижневерхнепермские вулканогенные породы, представленные липаритовыми игнимбритами. Андезиты и туфы вулканической постройки, подстилающие их игнимбриты несогласно перекрываются базальным горизонтом из песчаников и конгломератов, лежащими в основании верхнепермских отложений. В составе базального горизонта присутствуют в большом количестве продукты эксплозивной деятельности стратовулкана.

### Кызылчекинский стратовулкан

Кызылчекинский стратовулкан примыкает к Ташкумырсайскому (рис. III—6). Строение стратовулкана не выяснено, так как большая

часть его погребена под современными отложениями Илийской депрессии. О местоположении вулканического центра можно судить лишь по резкому увеличению мощности андезитов и их туфов, прослеживающемуся в северо-восточном направлении (от 10 до 450 м на расстоянии 3 км). Возраст вулкана определяется как нижне-верхнепермский на основании его положения в стратиграфическом разрезе.

### Карачекинский стратовулкан

Деятельность Карачекинского стратовулкана, расположенного в 10 км к северо-востоку от Ташкумырсайского (рис. III—6), происходила одновременно с последним, в связи с чем лавовые потоки этих вулканов сливались друг с другом и в настоящее время не могут быть разграничены с полной достоверностью.

Стратовулкан почти полностью разрушен. Сохранилась лишь сильно эродированная южная часть вулканического конуса. Центры излияний и эксплозивных выбросов довольно отчетливо фиксируются лавоподводящими каналами, выполненными на современном эрозионном срезе габбро-диоритами, переходящими в андезито-базальты.

### Ащибастауский стратовулкан

Ащибастауский стратовулкан расположен на юге гор Катутау и частично скрыт под наносами Илийской депрессии (рис. III—11).

Вулканичекий конус, почти полностью размытый, занимал некогда площадь порядка 100 кв. км. В настоящее время уцелела лишь юго-восточная часть конуса в районе урочища Ащибастау и небольшие площади на западе, неподалеку от г. Достар.

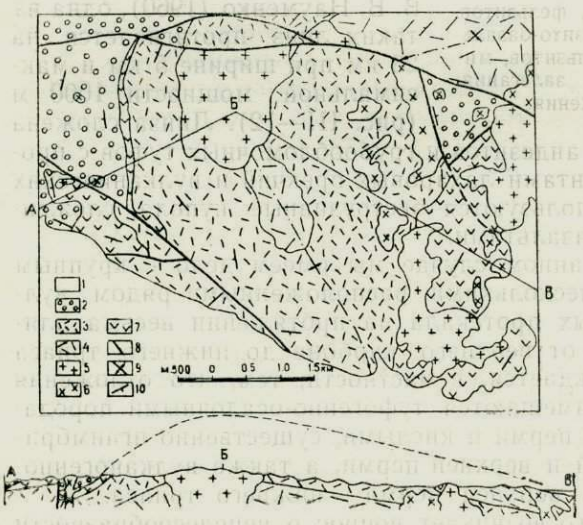



**Рис. III—11. Схема геологического строения Ащибастауского стратовулкана.**

1 — кайнозойские отложения Илийской депрессии; 2 — вулканогенно-молассовая фация нижнего триаса; 3 — существенно игнимбритовая фация верхней перми; 4 — то же, нижней перми; 5—7 — жерловые и околожерловые фации; 5 — некки и экструзии фельзитов, липаритов, микрогранитов, 6 — то же андезитов и андезито-базальтов, 7 — потоки и покровы андезитов в переслаивании с туфами Ащибастауского стратовулкана; 8 — разломы; 9 — ось антиклинальной складки и ее погружение; 10 — элементы залегания.

По внутреннему строению Ащибастауский стратовулкан напоминает другие, описанные выше, вулканические аппараты. Он состоит из андезитовых потоков небольшой мощности, чередующихся с мощными горизонтами туфов и туфоагломератов. Отдельные лавовые потоки прослеживаются на 5 и более километров.

В основании вулканической постройки залегают липаритовые игнимбриты верхнепермского возраста. Перекрываются отложениями стратовулкана красноцветными вулканогенно-молассовыми толщами

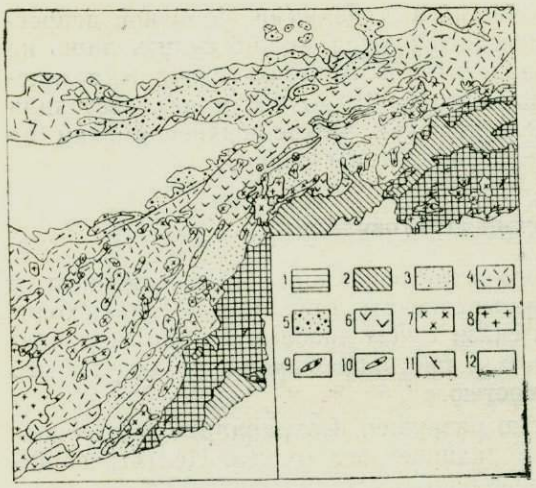


**Рис. III—12. Схема геологического строения андезитовых стратовулканов в горах Матай и Дигерес (геологическая основа В. В. Науменко).**

1 — доверхнепалеозойские отложения; 2 — гранитоиды среднекаменноугольного возраста; 3 — вулканогенно-терригенная фация среднего и верхнего карбона; 4 — существенно игнимбритовая фация нижней и верхней перми; 5 — вулканогенно-молассовая фация нижнего триаса; 6—8 — жерловые и околожерловые фации; 6 — потоки, покровы андезитов в переслаивании с туфами; 7 — некки и экструзивные купола андезито-базальтов и микрогаббро-диоритов; 8 — то же, липаритов, трахилипаритов, фельзитов, микрогранитов; 9 — дайки андезито-базальтов; 10 — то же, липаритов, фельзитов, микрогранитов; 11 — элементы залегания; 12 — кайнозойские отложения.

верхней перми—нижнего триаса. Таким образом, основная деятельность вулкана протекала лишь в течение небольшого отрезка верхнепермской эпохи. Вместе с тем, экструзивные купола андезито-базальтов, развитые на периферии стратовулкана, свидетельствуют о том, что вулканическая активность в данном районе не прекращалась и в послетриасовую эпоху.

### Другие андезитовые стратовулканы

Стратовулканы, аналогичные вышеописанным, широко известны в других районах Южной Джунгарии. Так, в горах Матай и Дигерес среди верхнепалеозойских вулканогенных толщ преимущественно кислого состава картируются крупные линзовидные тела, сложенные эффузивно-пирокластическими образованиями андезитового ряда. По данным В. В. Науменко (1960), одна из таких линз протягивается на 23 км при ширине 5 км и максимальной мощности 1000 м (рис. III—12). Линза сложена стратифицированной толщей андезитов и грубообломочных туфов с прослоями и отдельными горизонтами лахаровых брекчий и вулканических бомб. Широким развитием пользуются экструзивные купола, сложенные андезитами и андезито-базальтами.

Несомненно, что в описанном случае мы имеем дело с крупным полигенным вулканом или несколькими расположенными рядом вулканами, деятельность которых протекала на протяжении весьма длительного отрезка времени — от верхнего карбона до нижнего триаса включительно. Это подтверждается, в частности, тем, что отложения стратовулкана фациально замещаются туфогенно-осадочными породами верхнего карбона нижней перми и кислыми, существенно игнимбритовыми отложениями нижней и верхней перми, а также вулканогенно-молассовыми образованиями верхней перми — нижнего триаса.

В свете вышеизложенного возникает вопрос о нецелесообразности выделения подобных андезито-базальтовых линз в качестве самостоятельных стратиграфических подразделении.

Картина, аналогичная вышеописанной, наблюдается в г. Чулак, где И. И. Радченко (1960) относит линзы андезитов и их туфов к самостоятельной подсвите матайской свиты верхнего карбона, в то время как их следует рассматривать лишь как руины крупных стратовулканов, залегающих среди существенно кислых эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных среднекаменноугольных-верхнепермских отложений.

Реликты вулканических построек различного типа пользуются широким развитием также и в западных районах, в горах Малайсары, Ашудасты, Кокшеель, где они еще не все выделены из состава эффузивно-пирокластических свит.

## СЛОЖНЫЕ ПОЛИГЕННЫЕ СТРАТОВУЛКАНЫ (АНДЕЗИТО-ЛИПАРИТОВЫЕ)

Крупные размеры и сложное строение вулканов этого типа затрудняет их выявление и дальнейшее изучение. Сплошь и рядом в ущерб цельности картины внимание исследователей привлекают отдельные части вулканической постройки, в особенности некки и экструзивные купола, эффектно выступающие среди маловыразительных руин некогда грандиозного вулканического сооружения.

Несмотря на отмеченные трудности представилась возможность в отдельных случаях расшифровать схему геологического строения сложных вулканических построек, краткое описание которых приводится ниже.

### Восточноархарлинский полигенный вулкан

До последнего времени в пределах Архарлинских гор, вулканический характер которых давно обратил на себя внимание, описывались отдельные экструзии и некки пермских вулканов (Русаков, Фремд, 1958), а позже и более сложные вулканические аппараты (Фремд, Каменский, 1963).

Однако лишь в последнее время, в связи с детальными тематическими исследованиями, удалось установить, что по существу Архарлинский массив представляет обширное вулканическое нагорье, образованное несколькими слившимися между собой стратовулканами, действовавшими на протяжении всего верхнепалеозойского и отчасти мезозойского времени.

Восточноархарлинский полигенный вулкан, расположенный в восточной части нагорья, представляется в виде неправильного, изометрического в плане тела с диаметром около 20 км и площадью около 200 кв. км (рис. III—13).

Плоская, слегка всхолмленная поверхность палеовулкана прорезана многочисленными логами тектонического происхождения, в бортах которых обнаруживаются периклинально залегающие вулканогенные толщи.

Северные и северо-восточные склоны вулкана весьма пологие с наклоном 10—15°, южные и юго-западные — более крутые (30—35°), ограничиваются глубокой тектонической депрессией, заполненной рыхлыми отложениями.

Центральный кратер вулкана выражен не отчетливо. По геофизическим данным (отрицательные аномалии в 6000 гамм) он расположен в центральной депрессии, выполненной современными осадками.

Пологое периклинальное залегание вулканогенных толщ, слагающих стратовулкан, осложняется многочисленными дизъюнктивными нарушениями и вулканокупольными поднятиями, возникающими вокруг экструзивных центров.

Крупными дизъюнктивными структурами, контролировавшими вулканическую деятельность, являются субширотный региональный разлом, ограничивающий вулканическое нагорье с юга, параллельный ему разлом в пределах самого нагорья, обозначенный цепочкой экструзивных массивов, и северо-восточная тектоническая зона, представляющая крупный блок раздробленных гидротермально измененных по-

род, прорванных несколькими экструзиями кислого и основного состава.

Более мелкие дизъюнктивные нарушения образуют систему линейных разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. Большой интерес представляют кольцевые вулканотектонические разломы, отмеченные впервые К. И. Груздевым и Ю. Е. Яренским (1963).

В геологическом строении вулкана участвуют три комплекса пород, которые соответствуют конуроленской ($C_3 — P_1$), катутауской ($P_1 — P_2$) и кузгунской ($P_2$) вулканогенным свитам. Кроме того, в районе зафиксированы выходы айнабулакской свиты ($C_2$ з), слагающей фундамент стратовулкана, и достарской свиты ($P_2 — T_1$), ограничивающей вулканическую структуру с восточной стороны.

Участие всех перечисленных свит в строении вулканического нагорья удобнее всего рассматривать в стратиграфической последовательности.

Айнабулакская свита. Отложения айнабулакской свиты пользуются ограниченным распространением. Они обнаружены в зоне Архарлинского субширотного разлома на крыльях вулкано-купольной структуры, возникшей вокруг одного из крупных андезитовых некков Второй полукольцевой выход этой свиты наблюдается вокруг андезито-базальтового штока, расположенного в той же субширотной зоне разлома.

Отложения айнабулакской свиты представлены сиренево-серыми, пепельно-серыми, вишнево-красными, фиолетово-серыми игнимбритами дацито-липаритов и липаритов, в меньшей степени туфами смешанного состава, туффитами и туфопесчаниками. Углы падения пород на выходах колеблются в пределах от 10 до 30°.

Конуроленская свита. Отложения этой свиты принимают самое широкое участие в строении вулканического конуса.

Нижние горизонты свиты, представленные андезитами, андезито-базальтами и их туфами, лахаровыми брекчиями, туфами смешанного состава, туффитами и туфопесчаниками слагают центральную и южную части вулканического конуса. Они образуют невыдержанные по простиранию, линзующиеся и фациально-замещающие друг друга слоистые пачки. Туфы и другие пирокластические образования в составе пачек резко преобладают над лавами, имеющими локальное развитие.

Верхние горизонты свиты слагают западные и северо-западные периферические части вулканической постройки. Андезиты и туфы в составе верхних горизонтов играют второстепенную роль, а наиболее широким развитием пользуются вулканогенно-молассовые образования — туфы смешанного состава, лахаровые брекчии, туффиты и пр. В составе вулканогенно-молассовых образований, в особенности лахаровых брекчий, встречаются обломки андезитов и более кислых, существенно липаритовых или липарито-дацитовых игнимбритов. Это указывает на то, что накопление обломочных пород происходило как за счет размыва и переотложения пород фундамента, представленного айнабулакской свитой, так и в результате транспортировки и переотложения рыхлого пирокластического материала, накапливающегося на склонах действовавшего вулкана.

Мощность отложений конуроленской свиты в разрезах колеблется в пределах 200—220 м. Углы падения в отдельных выходах меняются от 10 до 40°.

Катутауская свита. Отложения катутауской свиты окружают стратовулкан в виде кольца, приоткрытого лишь в западном секторе. Они

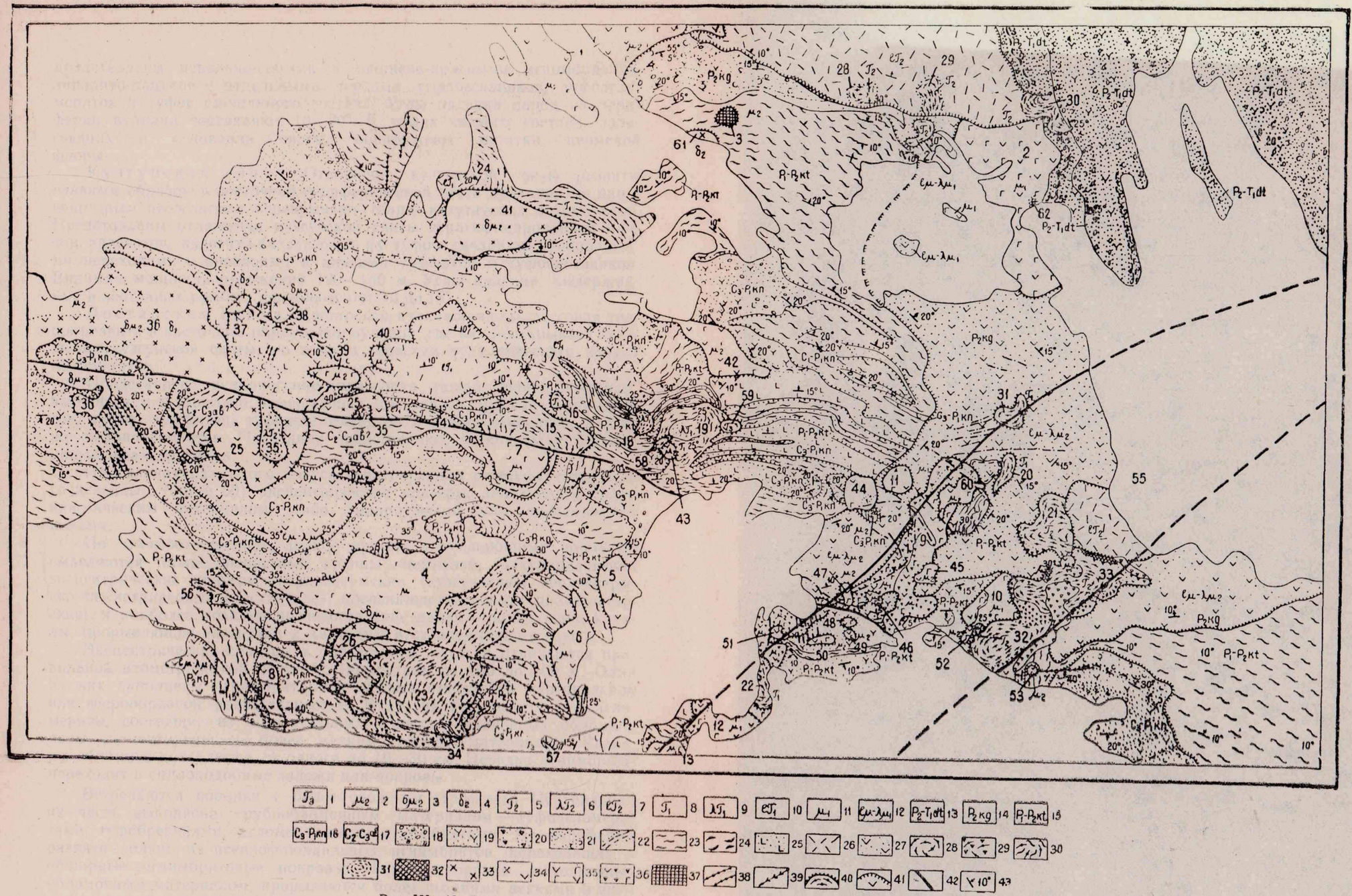


**Рис. III—13. Палеовулканологическая карта Восточноархарлинского полигенного вулкана.**

**Послеюрские экструзии:** 1 — липариты и липарито-дациты; 2 — андезиты и андезито-базальты; 3 — андезито-диориты, микродиориты; 4 — диориты. **Верхнепермские — нижнетриасовые экструзии:** 5 — липариты и липарито-дациты; 6 — их туфобрекчии; 7 — связанные с ними эффузивно-пирокластические образования. **Верхнепермские экструзии:** 8 — липариты, липарито-дациты, игнимбриты, игниспумиты; 9 — их туфобрекчии; 10 — связанные с ними эффузивно-пирокластические образования; 11 — андезиты и андезито-базальты; 12 — связанные с ними эффузивно-пирокластические образования. **Вулканогенные свиты:** 13 — достарская ($P_2$ — $T_1$); 14 — кузгунская ($P_2$); 15 — катутауская ($P_{1-2}$); 16 — конуроленская ($C_3$—Pi); 17 — айнабулакская ($C_2$—$_3$). **Вулканогенно-молассовые образования:** 18 — конгломераты, фангломераты; 19 — туфобрекчии и туфы смешанного состава; 20 — туфоагломераты смешанного состава (лахаровые брекчии); 21 — песчаники и туфопесчаники; 22 — алевролиты и туфоалевролиты. **Эффузивно-пирокластические образования:** 23 — игнимбриты и игниспумиты липаритов и липарито-дацитов; 24 — игнимбриты смешанного состава; 25 — туфы и туфобрекчии андезитов. **Околожерловые образования:** 26 — лавы, лавобрекчии, туфолавы (игниспумиты) липаритов и липарито-дацитов; 27 — лавы и пирокласты андезитов и андезито-базальтов. **Жерловые и субвулканические образования:** 28 — липариты и липарито-дациты; 29 — их лавобрекчии; 30 — игнимбриты и игниспумиты; 31 — туфобрекчии и туфоагломераты; 32 — вулканические стекла (перлиты); 33 — диориты; 33 — андезито-диориты и микродиориты; 35 — андезиты и андезито-базальты; 36 — их лавобрекчии; 37 — гиалоандезиты. **Дайковые образования:** 38 — липариты и липарито-дациты; 39 — андезиты, андезито-диориты; 40 — граница жерловых и субвулканических образований; 41 — граница околожерловых образований; 42 — разломы; 43 — элементы залегания; 44 — гидротермальные жилы.

представлены пепельно-серыми и вишнево-красными игнимбритами липарито-дацитов с отдельными линзами туфопесчаников, туфоагломератов и туфов смешанного состава. Углы падения пород на периферии вулкана составляют 10—20°. В туфах кислого состава, залегающих в основании свиты, обнаружены остатки пермской флоры.

Кузгунская свита. Отложения кузгунской свиты развиты главным образом в восточной периферической части вулкана, где они с некоторым несогласием перекрывают толщу катутауских игнимбритов. Представлены отложения кузгунской свиты стратифицированной пачкой андезитов, андезито-базальтов и их туфов, связанных фациальными переходами с прослоями и линзами туффитов и туфопесчаников. Видимая мощность отложений 120—150 м. Углы падения, выдержанные в восточных румбах, колеблются от 10 до 15°.

Достарская свита. Достарская вулканогенно-молассовая толща развита в восточном обрамлении вулкана, где она перекрывает отложения кузгунской свиты, но сама в строении вулканического конуса не участвует.

Представлена вулканогенно-молассовая толща серией выклинивающихся и фациально замещающих друг друга прослоев игнимбритов, туфов, туффитов, туфоконгломератов и туфоагломератов, а также туфоалевролитов. Последние представляют, по-видимому, кратерно-озерные отложения.

На склонах размытого конуса стратовулкана располагаются многочисленные (более 50) эксцентрические кратеры, заполненные пирокластическим материалом, либо липаритовыми или андезитовыми лавами.

По взаимоотношениям друг с другом и вмещающими породами выделяются четыре возрастные группы экструзий, закупоривающих эксцентрические кратеры: верхнепермские (кузгунские), верхнепермско-нижнетриасовые (достарские), посленижнетриасовые (последостарские) и наиболее поздние последостарские дайки — подводящие каналы, прорывающие экструзии и диатремы всех предыдущих групп.

Эксцентрические кратеры в большинстве случаев отличаются правильной изометрической формой с диаметром от 100 до 500 м. Одни из них заполнены игнимбритами с весьма отчетливой вертикальной или веерообразной флюидальностью. В других встречаются туфоагломераты, состоящие из остроугольных, иногда оплавленных обломков лавы, сцементированных более мелким туфовым материалом. Размеры обломков колеблются от одного до 10—30 см. Нередко игнимбриты переходят в силлоподобные залежи или покровы.

Встречаются воронки с более сложным строением. Центральная их часть выполнена грубообломочным материалом — туфоагломератами, туфобрекчиями, агломератовыми игнимбритами. На периферии развито кольцо из псевдофлюидальных игнимбритов, переходящих в обширные игнимбритовые покровы. Нередко воронки, выполненные обломочным материалом, прорываются более поздними некками и штоками липаритов или фельзитов.

Жерла с лавовыми пробками (некками) часто имеют наряду с изометричной продолговатую форму, ориентированную в направлении лавоподводящих трещин. Фельзиты, закупоривающие центральные каналы, обычно отличаются веерообразной флюидальностью. У андезитовых штоков хорошо заметна столбчатая отдельность.

Вокруг штоков и некков, выполняющих центральные каналы, как правило, наблюдаются пояса лавобрекчий, ширина которых достигает 50—100 м. Нередко на флангах узких каналов, развивающихся вдоль трещин, наблюдаются сплошные скопления лавобрекчий, об-

разовавшихся, вероятно, в результате повторных взрывов. Значительная часть экструзий расположена среди сплошных игнимбритовых полей, для которых они служили эксплозивными каналами.

## История формирования

Участие в строении вулкана разновозрастных свит и экструзивных образований убедительно свидетельствует о длительной и достаточно сложной истории его развития.

Возникновение вулкана и начало его деятельности произошло в конце верхнего карбона в конуроленскую эпоху, в связи с повсеместной активизацией очагов андезитовой магмы, вызванной оживлением глубинных разломов.

В эту эпоху, вслед за крупным пароксизмом, создавшим огромную воронку — кратер вулкана, последовала продолжительная пароксизмальная деятельность везувиано-стромболианского типа. В результате возник громадный насыпной конус, подобный конусу современного Ключевского вулкана. В формировании вулканической постройки в конуроленское время, несомненно, большую роль играла эрозионная деятельность, способствовавшая переносу и переотложению огромных масс вулканогенно-молассовых образований — лахаров, туфового материала и пр. В связи с выбросом огромных масс вулканических продуктов в конце конуроленской эпохи возникла крупная кальдера проседания, по краям которой развилась система кольцевых разломов, выполненных впоследствии гидротермальными жилами.

В следующую затем катутаускую эпоху терминальная деятельность огромного вулкана затихла и сменилась деятельностью многочисленных эксцентрических кратеров прорыва, периодически возникавших на склонах вулканического конуса вдоль кольцевых и радиальных трещин.

Происходит резкое изменение состава вулканических продуктов, обусловленное изменением тектонического режима и активизацией очагов гранитной магмы. С этим периодом деятельности вулкана связано образование крупных полей игнимбритов, обнаруживающих тесную пространственную и генетическую связь с жерлами и трещинами прорыва.

Вместе с тем, в связи с эксцентрической деятельностью продолжаются в небольших масштабах выбросы продуктов андезитового вулканизма, уцелевших в виде стратифицированных горизонтов андезитов и их туфов, а также в виде некков, закупоривших отдельные каналы и трещины.

В следующую затем кузгунскую эпоху возобновляется энергичная терминальная деятельность вулкана, в связи с чем происходят мощные выбросы андезитовых туфов и излияние андезитовых лав. Вулканизм этой эпохи не ограничивается пароксизмальной деятельностью центрального жерла, но сопровождается и деятельностью небольших побочных кратеров, дававших потоки андезитовой лавы и выбросы пеплов и шлаков. Вместе с тем в кузгунскую эпоху сохранилась активность «кислых» вулканических центров, эксплозии которых периодически создавали крупные скопления игнимбритовых пород.

В достарскую эпоху в терминальной деятельности вулкана снова наступило затишье. Однако деятельность боковых кратеров полностью не прекратилась и нередко проявлялась в излияниях лав и выбросах пирокластического материала. В достарскую и последостарскую эпохи в связи с увеличением общей жесткости вулканического пояса возникли более глубокие расколы земной коры и новые центры, преимуществен-

но трещинных излияний базальтовой магмы, создавших многочисленные покровы и силлы.

На протяжении всей истории Восточноархарлинского вулканического центра не прекращалась и активная фумарольно-сольфатарная деятельность, с которой связано образование многочисленных полей гидротермально-измененных пород (вторичных кварцитов, пропилитов, ортоклазовых метасоматитов) и метасоматических залежей золото-серебряных руд, приуроченных главным образом к системам кольцевых и радиальных трещин. Наиболее энергичная фумарольно-сольфатарная деятельность проявилась в катутаускую эпоху в связи с активизацией «кислых» вулканических центров (концентрические кратеры Кызылчеку, Алтынчеку и пр.), вокруг которых возникли наиболее крупные поля гидротермально-измененных пород с рассеянной рудной вкрапленностью.

В кузгунскую эпоху происходила дальнейшая переработка пород вулканическими газами и растворами, способствовавшая также перераспределению и концентрации рудного вещества вдоль локальных трещинных зон. Этот процесс, судя по всем данным, достиг своего максимума в достарскую и последостарскую эпохи в связи с деятельностью эксцентрических кратеров андезитового магматизма. В это время возникли штокверковые и монокварцитовые метасоматические рудные залежи с повышенными концентрациями золото-серебряных руд.

### Койбынский полигенный вулкан

Койбынский полигенный вулкан расположен на южных склонах гор Атыджек, к западу от Койбынского ущелья. В морфологическом отношении вулкан представляет сильно расчлененный горный массив, ограниченный с северо-запада и северо-востока крупными тектоническими нарушениями, а с двух других сторон — бортом Илийской депрессии. Площадь поверхности вулкана составляет около 6 кв. км. Абсолютные высоты в северной части достигают 1500, а в южной — 1250—1300 м. Относительные превышения отдельных скальных вершин, сложенных экструзивными породами, равны 150—180 м.

В строении вулкана участвуют две группы пород, отличающиеся как в возрастном, так и в петрографическом отношениях (рис. III—14). Большая часть вулканической постройки сложена более древними андезитовыми лавобрекчиями, туфобрекчиями и агломератовыми лавами, связанными между собой постепенными переходами. Эти породы, развитые на площади 10 кв. км, отличаются чрезвычайным разнообразием обломочных текстур, количеством, размерами и формой обломков. Чаще всего это хаотические скопления обломков самых разнообразных форм и размеров, цементируемых мелкообломочной туфовой, а иногда и лавовой массой. Остальная площадь вулканического аппарата в пределах уже отмеченного тектонического блока сложена фельзитами и лавобрекчиями фельзитов, прорывающими породы андезитового ряда.

Фельзиты и их лавобрекчии образуют небольшие штокообразные тела, соответствующие, по всей вероятности, паразитическим кратерам. Кроме того, встречаются отдельные более крупные фельзитовые массивы, также представляющие корни лавовых потоков. В фельзитах отчетливо проявляется вертикальная, веерообразная флюидальность, а также нередко встречаются крупные, до 6 м в диаметре, обломки-ксенолиты андезитовых лав (рис. III—15).

Наряду с эффузивными и пирокластическими породами андезитового состава в строении вулкана принимают участие разнообразные конгломерато-брекчии и галечники плохо сортированные, пред-

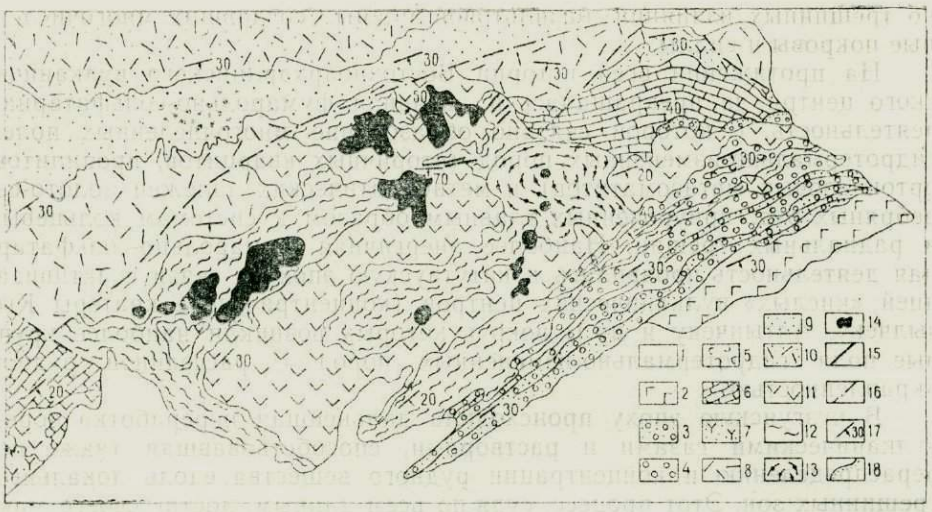


**Рис. III—14. Схема геологического строения Койбынского вулкана.**
1 — рыхлые отложения. Достарская свита: 2 — андезито-базальты и их туфы; 3 — конгломераты (лахаровые брекчии) с прослоями туфопесчаников; 4 — то же, без прослоев туфопесчаников; 5 — пепловые туфы кислого состава. Конуроленская свита; 6 — известняки с прослоями алевролитов и песчаников; 7 — туфы смешанного состава, туфоконгломераты, туфопесчаники. Айнабулакская свита: 8 — липаритовые игнимбриты с прослоями туфов и туфоконгломератов; 9 — песчаники и туфопесчаники; 10 — переслаивание липарито-дацитовых игнимбритов с туфопесчаниками и туфами кислого и смешанного состава. Околожерловые образования: 11 — андезиты и их туфы; 12 — липаритовые и липарито-дацитовые игнимбриты и туфы. Жерловые образования: 13 — липаритовые игниспумиты; 14 — то же, с веерообразной флюидальностью; 15 — дайки липаритов; 16 — тектонические нарушения; 17 — элементы залегания; 18 — несогласия.



**Рис. III—15. Койбынский вулкан. Экструзивные фельзиты с веерообразной флюидальностью.**

ставляющие собой, по всей вероятности, продукты грязекаменных потоков — лахаров, отлагавшихся во время деятельности вулканов. Подобные лахаровые образования чаще всего встречаются в виде мощных, но

быстро выклинивающихся пластов, линз и прослоев, перекрываемых и подстилаемых лавовым материалом.

Взаимоотношения вулканической постройки с вмещающими породами наблюдаются лишь на северо-востоке и в южной части блока. На северо-востоке, например, отчетливо наблюдается интрузивный, рвущий контакт, выражающийся в «утыкании» слоистых известняков и туфо-песчаников конуроленской свиты в фельзитовые лавобрекчии, слагающие вулканическую постройку. Этот же характер контакта экструзивных пород с вмещающими валунно-галечниковыми отложениями достарской свиты более сложен. В одних случаях отчетливо наблюдается рвущий контакт, в других — эффузивно-пирокластические породы вулкана перекрываются отложениями достарской свиты. Имеются, таким образом, все основания, чтобы рассматривать достарскую свиту в этом районе как толщу лахаровых образований, накопившихся в процессе деятельности Қойбынского вулкана.

### Арчуокский полигенный вулкан

Арчуокский вулкан расположен на северных склонах гор Долантау, в районе с. Арчуок. Картируется вулкан в виде линзы, ориентированной параллельно общему простиранию свит. Его поверхность характеризуется общим наклоном на юг и своеобразным рельефом с очень неравномерной степенью эродированности. Относительные превышения изменяются от 100—120 м до 10—20 м. Максимальная высотная отметка вулкана равна 1702,5 м.

Арчуокский вулкан сложен экструзивными андезитами и их лавобрекчиями, переслаивающимися в соотношении 1 : 2 с покровами грубообломочных туфов, туфобрекчий и туфоагломератов. Выделить последние не представляется возможным, так как они «бронируются» плотными пологолежащими покровами андезитовых лав и лавобрекчий и обнажаются только в логах.

В южной, периферийной части вулкана, широко развиты лахаровые брекчии, состоящие из крупных обломков андезитовых лав, лавобрекчий, туфов и туфоагломератов, сцементированных частично перемятым туфовым материалом. Залегают лахаровые брекчии в виде линзы длиною около 3—4 км и максимальной мощностью в районе лога Арчуок 100—120 м.

В нескольких местах Арчуокский вулкан прорывается мелкими штоками черных андезитов и желто-розовых тонкофлюидальных фельзитов. По возрасту вулканическая постройка должна быть отнесена к нижнекаменноугольной эпохе, поскольку она располагается среди отложений куарасанской свиты и перекрывается базальными конгломератами долантауской свиты.

## ЭКСТРУЗИИ, НЕККИ, СИЛЛЫ И ДАЙКИ

Экструзии, некки, силлы и дайки, представляющие, как правило, корневые системы вулканических аппаратов или пробки, закупорившие жерла вулканов, в одних случаях являются весьма сложно построенными геологическими телами, отражающими весь длительный процесс формирования и деятельности вулкана и все разнообразие поступающих через подводящие каналы магматических продуктов. В других случаях — это сравнительно простые геологические тела, связанные с последним или единственным актом вулканического процесса.

По петрографическому составу различаются кислые и основные экструзии. Перечень главнейших из них имеется в каталоге. Примеры наиболее типичных экструзий приводятся по регионам.

## Горы Катутау и Долантау

Множество экструзий фельзитов (липаритов) и андезитов изучено в горах Катутау среди верхнекаменноугольных и нижнепермских вулканогенных толщ. Среди экструзий различаются некки, силлы и дайки частично или полностью разрушенных полигенных вулканов.

### Фельзитовые и липаритовые экструзии

Фельзитовые и липаритовые некки, силлы и дайки пользуются в горах Катутау особенно широким распространением. Здесь приводится описание лишь некоторых из них. Кроме того, крупный фельзитовый некк и липаритовые силлы и дайки рассмотрены ранее при характеристике Кожамджарского вулкана.

### Северный некк

Северный некк расположен на северных склонах гор Катутау в 10 км к юго-востоку от пос. Айнабулак на 103 км автострады Сарыозек — Панфилов. Некк занимает центр широкой котловины с диаметром 3—3,5 км.

Морфология некка. При наблюдении с юга, на расстоянии 1 км, вулканический некк представляется в виде монолитной вершины, одиноко поднимающейся на фоне окружающего его мелкосопочника. С первого же взгляда на вершину бросается в глаза своеобразие ее строения, заключающееся, с одной стороны, в ее монолитности, а с другой — вертикальной флюидальной полосчатости, наблюдаемой особенно отчетливо в косых лучах при заходе солнца. При ближайшем рассмотрении эта своеобразная полосчатость представляется отражением столбчатой отдельности, развивающейся по флюидальности лав, слагающих некк (рис. III—16).

В плане некк представляет собой несколько вытянутый в северо-восточном направлении массив, ограниченный с севера и с юга узкими долинами. Длина некка у подножия составляет около 1 км, ширина около 600 м. Вершина некка в виде узкого гребня вытянута в северо-восточном направлении. Узкими скалистыми ущельями она разрезана на несколько частей.

Петрографическая характеристика пород. Породы некка по своему составу и структуре должны быть отнесены к плагиолипаритам. Макроскопически свежие или малоизмененные породы отличаются кирпично-красным цветом, плотной скрыто-кристаллической основной массой с более или менее хорошо заметной флюидальной текстурой. Гидротермально-измененные кварцитизированные разности этих пород, которые в пределах некка пользуются преимущественным распространением, отличаются светло-серой окраской и также сохраняют флюидальную текстуру.

Под микроскопом порода состоит из микрофельзитовой основной массы с флюктуационной текстурой и редкими фенокристаллами плагиоклаза (андезина). В отдельных шлифах можно отчетливо наблюдать, как фенокристы обтекаются основной массой породы, что определенно указывает на кристаллизацию вкрапленников в более ранний, интрателлурический период.

Микрофельзитовая основная масса состоит из микролитов, стекла и, главным образом, неиндивидуализированного кварц-полевошпатового вещества. Также присутствует тонкая вкрапленность рудного минерала. Флюидальность под микроскопом хорошо заметна благодаря чередованию полосок более раскристаллизованного вещества и по-

лос, состоящих из бурого стекла, частично превращенного в каолинито-глинистую полупрозрачную массу.

Гидротермальные изменения. Гидротермальные изменения в породах Северного некка отмечаются уже при полевых исследованиях. Большая часть пород, как указывалось, кварцитизирована и в связи с этим приобрела светло-серую окраску. Под микроскопом гидротермальные изменения проявляются еще отчетливей. Без преувеличения можно сказать, что ни в одном из многочисленных прозрачных шлифов этих пород нам не удалось наблюдать свежих, не затронутых процессами гидротермальной переработки, разностей. Даже макроскопически свежие, как будто хорошо сохранившиеся породы под микроскопом несут отчетливые следы гидротермальных изменений, выразившихся в окварцевании, каолинизации, алунитизации, реже — эпидотизации и пр.

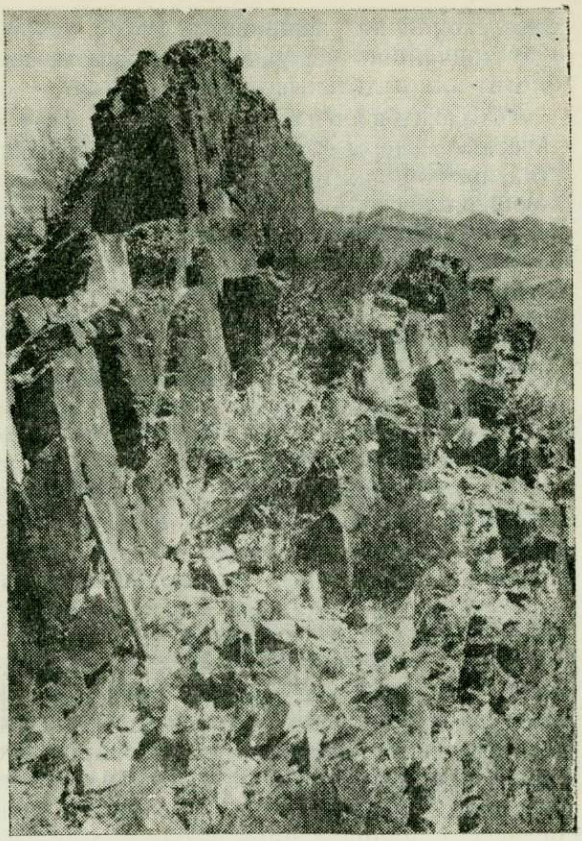


Рис. III—16. Столбчатая отдельность в экструзивных фельзитах. Горы Катутау.

Каолинит развивается по основной массе породы в виде тонких чешуек, образующих сплошные плотные агрегаты, хорошо наблюдаемые благодаря желтовато-белой окраске в отраженном свете. Наряду с тонкочешуйчатым каолинитом встречаются сравнительно крупные таблитчатые кристаллы этого минерала, нередко представляющие простые двойники с хорошо выраженным прямым погасанием и положительным знаком зоны. В слабо гидротермально-измененных породах количество каолинита достигает 15—20%. В сильно измененных породах, превращенных во вторичные кварциты, каолинито-глинистое вещество составляет до 65%.

Гидротермальный кварц в осветленных породах представлен обычно мелкими неправильной формы лапчатыми зернами, развивающимися среди грязно-серой каолинитовой массы. Оптические константы кварца хорошо определяются в отдельных более крупных зернах и лишь с большим трудом — в тонкой кварцево-каолинитовой массе.

Алунит встречается лишь в виде отдельных чешуек, отличающихся прямым погасанием, отрицательным знаком зоны и желтыми цветами интерференционной окраски.

Каолинизация и окварцевание — процессы, развивающиеся наиболее интенсивно. Значительно слабее проявляется алунитизация, эпидотизация и хлоритизация. Процесс эпидотизации заключается в замещении фенокристов плагиоклаза отдельными кристаллами или агрегатами кристаллов эпидото-цоизита. Значительно реже тонкозерни-

стые скопления развиваются по основной массе породы. Хлорит образует тончайшие чешуйчатые агрегаты, по всей вероятности, замещая биотит или отдельные участки стекла.

Флюидальность пород некка. Многочисленные систематические замеры флюидальности показывают, что в периферических частях, на склонах некка, флюидальность лав имеет направление, совпадающее с несколько вытянутыми в субширотном направлении контурами некка, замыкаясь на западном и восточном его окончаниях. В центральной части некка флюидальность отличается более беспорядочной ориентировкой при преобладающем субширотном простирании. Углы падения флюидальности как в периферической, так и в центральной частях некка приближаются к вертикальным. При этом, как правило, крутое падение направлено от периферии к центру. Подобная направленность в ориентировке флюидальности, как уже указывалось нами (Русаков, Фремд, 1958), хорошо отвечает представлениям о механизме образования некка. Можно себе представить, что вязкая риолитовая магма подобно густой пасте поднималась по центральному жерлу. При этом в лаве возникла флюидальность, повторяющая контуры вулканического жерла. Наряду с главным направлением флюидальности возникали и местные завихряющие движения, запечатлевающиеся в виде весьма причудливых форм. Более четкая и строго ориентированная флюидальность возникала по периферии лавового столба в связи с большей вязкостью лавы и направляющим влиянием стенок жерла. Более беспорядочно ориентированная флюидальность возникла в центральной, более подвижной части того же столба.

Столбчатая отдельность плагиориолитов, тесно связанная с флюидальностью, представлена всюду на склонах некка множеством полигональных, параллельных друг другу удлиненных блоков, вытянутых согласно с направлением флюидальности. Хорошо отпрепарированными являются только внешние грани столбов. Внутренние грани, сросшиеся между собой, выражены менее четко. Строго повторяя направление флюидальности, отдельность, наблюдаемая издалека, дает полное представление о строении некка, характере флюидальности, завихряющих движениях лавы и т. д.

Вмещающие породы, их петрография и характер контакта с породами некка. Северный некк лежит среди широкой полосы андезитовых пород. Лавовые покровы, обычно небольшой мощности (4—5 м), переслаиваются с туфовыми горизонтами, мощность которых достигает 15—20 м. Покровы лав и пирокластов имеют субширотное простирание и пологое (15—30°) падение в южных румбах.

Андезиты — макроскопически — темно-серые, микрозернистые породы с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом основная масса породы с гиалопилитовой или интерсертальной структурой состоит из микролитов плагиоклаза, бурого стекла и участков хлорита. Сравнительно крупные фенокристы (1—3 мм) представлены эпидотизированным или соссюритизированным андезитом. В фенокристах хорошо заметны динамоявления — волнистое мозаичное погасание и трещины катаклаза.

Туфы андезитов как макроскопически, так и под микроскопом проявляют исключительное сходство со своими эффузивными аналогами. Поэтому основным критерием для их разграничения является полевое наблюдение. Благодаря слабой сопротивляемости процессам выветривания, в отличие от устойчивых лавовых покровов, туфы в обнажениях представлены рыхлыми буровато-серыми породами, нередко рассыпающимися при ударе молотком. На склонах сопок, обращенных в сторону, обратную падению пластов, покровы обнажаются в виде гребешков, напоминающих дайки; выходам же туфов соот-

ветствуют ложбины. Многократная смена гребешков и ложбин на некоторых склонах придает рельефу черты, напоминающие так называемый «куэстовый ландшафт».

В составе туфовых горизонтов в значительном количестве присутствуют вулканические бомбы и лапилли — тела округлой или продолговатой формы, размером от куриного яйца до арбуза. Иногда встречаются и более крупные образования.

Бомбы распределены среди туфов без какой-либо правильности на расстоянии 1—2 м друг от друга. Будучи значительно устойчивее туфов, бомбы обычно отпрепарированы процессами выветривания и легко выбиваются геологическим молотком.

Для вулканических бомб характерна интенсивная эпидотизация, значительно превосходящая эпидотизацию туфов. Нередко встречаются бомбы, превращенные в мономинеральную эпидотовую породу. Подобный избирательный метасоматоз, коснувшийся преимущественно крупнообломочного материала, вероятней всего надо связывать с развитием трещин кливажа, на пересечении которых оказывались крупные и более жесткие обломки — бомбы и лапилли. Таким образом, бомбы оказались в центре своеобразных трещинных «узлов», в направлении которых со всех сторон поступали гидротермальные растворы.

Под микроскопом туфы весьма напоминают обычные плагиоандезиты. Структура их основной микролитовой массы весьма напоминает гиалопилитовую или интерсертальную, а кристаллы и обломки кристаллов плагиоклаза (андезина) весьма похожи на фенокристы эффузивных разностей. Большое сходство в петрографической характеристике описанных эффузивов и их пирокластов является важной особенностью пород данной петрографической провинции и должно учитываться при полевых и камеральных работах.

Контакт вмещающих пород с породами некка наблюдается с достаточной отчетливостью не всюду. Линия контакта, отделяющая светлые фельзитовые породы от темных плагиоандезитов, переслаивающихся с туфами, проходит параллельно склону. Достоверный рвущий контакт ясно выражен лишь в южной части некка.

Элементы залегания эффузивно-пирокластических толщ в непосредственной близости к некку выражены не отчетливо. Тем не менее, создается впечатление, что покровы вокруг некка несколько приподняты эруптивными силлами и образуют куполообразное вздутие, в центре которого располагается некк.

Дайки. На периферии Северного некка встречен ряд даек фельзитов и плагиориолитов, по составу не отличающихся от описанных выше пород жерловой фации. Некоторые из даек отстоят от некка на значительные расстояния, но их связь с жерлом вулкана (с эруптивным каналом) подчеркивается пространственной ориентировкой: дайки приурочены к региональным разломам или радиальным трещинам, контролирующим образование самого некка.

Одна из самых крупных — восточная дайка — проходит в северо-восточном направлении в 150 метрах к юго-востоку от некка. Длина дайки около 4 км. Мощность от 2 до 10 м. В рельефе дайка хорошо выражена в виде хребтика, проходящего под углом к простиранию вулканогенных пород. На юго-западном фланге дайка разорвана и смещена по субширотному разлому. Вдоль сброса в контакте с дайкой и в стороны от нее на протяжении 1 км отмечается зона минерализации, представленная эпидотизированными породами с медной зеленью и халькозином.

Фельзиты, слагающие дайку, под воздействием послемагматических растворов осветлены и превращены в алунито-каолинитовую раз-

ность вторичных кварцитов. Каолинит, являющийся главной составной частью породы, развивается по микрофельзитовой массе в виде довольно крупных чешуек, часто обнаруживающих двойниковое строение. Несмотря на сильное гидротермальное изменение, в фельзитах отчетливо проявляется флюидальность, ориентированная параллельно стенкам дайки.

Вторая дайка фельзитов, превращенных гидротермальными процессами в алунито-каолинитовые вторичные кварциты, встречена в 2,5 км к северо-западу от некка. Дайка имеет мощность до 5 м и прослеживается в субширотном направлении на несколько сот метров. Дайка контролируется субширотным разломом, на восточном продолжении которого лежит Северный некк.

### Некки и дайки южной группы

В десяти километрах к юго-западу от Северного некка расположена целая серия экструзивных тел, пространственно тесно связанных между собой. В отличие от рассмотренного выше некка сравнительно простой формы, экструзивные тела южной группы в морфологическом отношении значительно сложней, что обусловлено главным образом тектоническим контролем со стороны дизъюнктивов нескольких направлений, скрещивающихся между собой. В состав данной группы входят: Южный некк или хр. Ак-Кезень, Западный некк, Высокий некк, кольцевая фельзитовая дайка, коленчатая дайка. Кроме того, широко развиты мелкие фельзитовые дайки, являющиеся как бы перемычками между более крупными телами, а также более молодые сиенит-порфировые дайки, секущие экструзии фельзитов (рис. III—17).

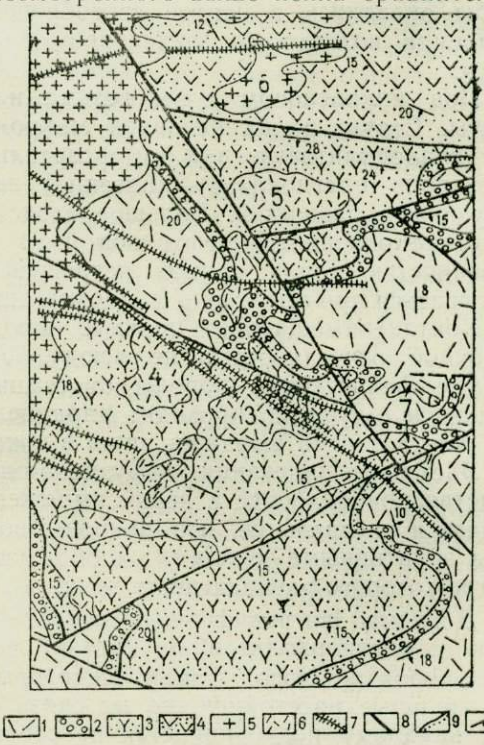


Рис. III—17. Схема геологического строения района Южной группы некков в горах Катутау.
Катутауская свита: 1 — липарито-дацитовые игнимбриты; 2 — базальные конгломераты. Конуроленская свита: 3 — туфы смешанного состава; 4 — андезиты, андезито-базальты и их туфы; 5 — андезиты, микродиориты, диориты; 6 — фельзиты, 7 — дайки фельзитов и липаритов; 8 — разломы; 9 — несогласия; 10 — элементы залегания. Некки: 1 — Южный; 2 — Кольцевая дайка; 3 — Высокий; 4 — Западный; 5 — Июльский; 6 — Майский; 7 — липаритовые силлы.

**Южный некк** представляет собой продолговатое тело серповидной формы, обращенное вогнутой стороной на север и вытянутое в субширотном направлении на 1750 м. Максимальная ширина экструзии 350—400 м в центре и 30—50 м — на флангах. Глубокий меридиональный лог делит некк на две части: большую — восточную и меньшую — западную. Восточная часть некка, ориентированная в северо-восточном направлении, состоит из двух параллельных гребней, разделенных узким ущельем (рис. III—18),

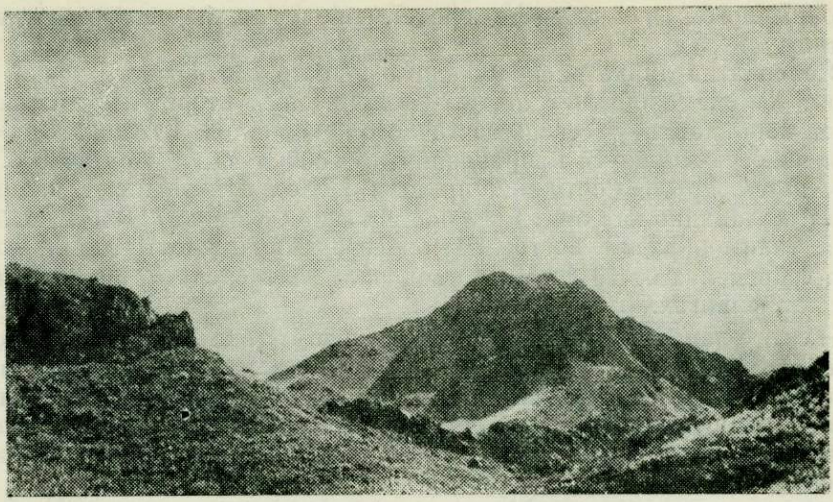


Рис. III—18. Фельзитовый некк Южный. Горы Катутау

Северо-западный гребень, менее расчлененный, протягивается далеко к востоку от меридионального лога и, таким образом, принимает участие в строении всего некка. Юго-восточный гребень более расчленен, имеет небольшую длину и выклинивается в 300—250 м восточнее меридионального лога. Западная часть некка образована одним гребнем субширотного направления. Ширина гребня уменьшается в западном направлении с 200 до 50 м и постепенно сходит на нет.

**Западный некк** представляет изометричную сопку, сложенную осветленными — розовыми и кремово-белыми флюидальными фельзитами и фельзит-порфирами, резко выделяющимися на фоне темно-зеленых и зеленовато-серых пропилитизированных пирокластических пород. В поперечнике некк достигает 500 м. С северо-восточной стороны некк обрезается северо-западным разломом.

**Высокий некк** по своей конфигурации весьма напоминает расположенный рядом с ним Западный некк, отличаясь от последнего лишь большей высотой и более крутыми скалистыми склонами. Так же как и все другие некки южной группы, он сложен сильно измененными, кварцитизированными экструзивными фельзитами с хорошо выраженной на отдельных участках вертикальной флюидальностью.

По своим размерам немного превосходит Западный некк. К северо-востоку некк срезается северо-западным разломом, отмеченным при описании Западного некка.

**Кольцевая фельзитовая дайка** расположена в 500 м к северу от Южного некка. Она состоит из цепочки вершин, амфитеатром замыкающих внутреннюю котловину. Цепь вершин прерывается лишь на юге, образуя проход шириной в четверть окружности. Внутренняя котловина состоит из мелкосопочника, сложенного гидротермально измененными, кварцитизированными и эпидотизированными пирокластическими породами, минерализованными сульфидами и карбонатами меди. Наружный диаметр дайки составляет около 500 м, внутренний — 300 м, мощность от 60 до 100 м. Площадь внутренней депрессии, ограниченной бортами дайки, составляет около 75 тыс. кв. м. Симметричная кольцевая форма дайки несколько нарушается на северо-востоке, где ее мощность сильно увеличивается за счет короткой, но широкой апофизы, отходящей на северо-восток. Апофиза отделяется от дайки

глубоким логом и в рельефе представляет как бы самостоятельную вершину.

**Коленчатая дайка** расположена юго-восточнее Южного некка. Она состоит из кремово-белых алунит-каолинитовых вторичных кварцитов. Дайка начинается у северо-восточного окончания Южного некка и протягивается в южном направлении на 1500 м вдоль Восточного разлома, затем круто, почти под прямым углом, поворачивает к западу и идет в западно-юго-западном направлении еще на 1700 м. Общая длина, таким образом, составляет более 3 км. Мощность дайки колеблется в пределах от 10 до 50 м, увеличиваясь в средней части и уменьшаясь на флангах.

На юго-западном фланге параллельно дайке проходит апофиза длиной до 400 м и мощностью в 6—10 м. На этом же фланге намечаются сдвиговые нарушения вдоль разлома северо-западного направления, уходящего в сторону меридионального лога и кольцевой дайки. На местности коленчатая дайка представлена невысоким хребтиком кремово-белых или заохренных каолинитовых пород.

Петрография некковых и дайковых пород. Как Южный некк, так и дайки сложены гидротермально измененными фельзитами, превращенными большей частью в низкотемпературные алунито-каолинитовые вторичные кварциты.

Слабо измененные разности этих пород отличаются розовым цветом, массивной, либо флюидальной текстурой. Под микроскопом скрытокристаллическая кварц-полевошпатовая основная масса породы обнаруживает хорошо выраженную сферолитовую структуру. Вкрапленники, как правило, отсутствуют и лишь на отдельных участках встречаются довольно крупные фенокристы соссюритизированного плагиоклаза (андезина) и оплавленные зерна кварца. Как правило, по основной массе даже слабо измененных разностей развиваются мелкочешуйчатые агрегаты или индивидуализированные таблитчатые кристаллы каолинита, а также столбчатые агрегаты гидротермального кварца. В сильно измененных разностях каолинит и отчасти алунит полностью замещают первичную основную массу, и порода превращается в кремово-белый алунито-каолинитовый вторичный кварцит.

Флюидальная текстура в фельзитах Южной группы проявляется не всюду с достаточной отчетливостью и в ряде случаев выявление ее требует пристального внимания. Нужно полагать, что нечеткое проявление флюидальности обусловлено не только составом и условиями остывания магмы (ее вязкостью, быстротой охлаждения, присутствием летучих и т. д.), но и процессами гидротермального метаморфизма, которые в отдельных случаях полностью замаскировали первичные структурные и текстурные особенности фельзитов. Тем не менее, в ряде обнажений, особенно на участках менее измененных пород Южного некка и Кольцевой дайки, была зафиксирована достаточно отчетливая, близкая к вертикальной, флюидальность, а на отдельных выходах на южных склонах некка и следы завихрений.

Вертикальная столбчатая отдельность в фельзитах Южной группы наблюдается весьма широко на скалистых склонах Южного некка и Кольцевой дайки. По своему характеру столбчатая отдельность несколько отличается от отдельности, описанной для Северного некка (рис. III—19).

Вмещающие для экструзивных фельзитов породы представлены туфобрекчиями и грубозернистыми туфами андезито-дацитового состава. Туфобрекчии и туфы образуют хорошо выраженные по простиранию чередующиеся между собой горизонты, в связи с чем при беглом осмотре легко могут быть приняты за нормально осадочные или, как часто принято их называть, «туфогенные породы».

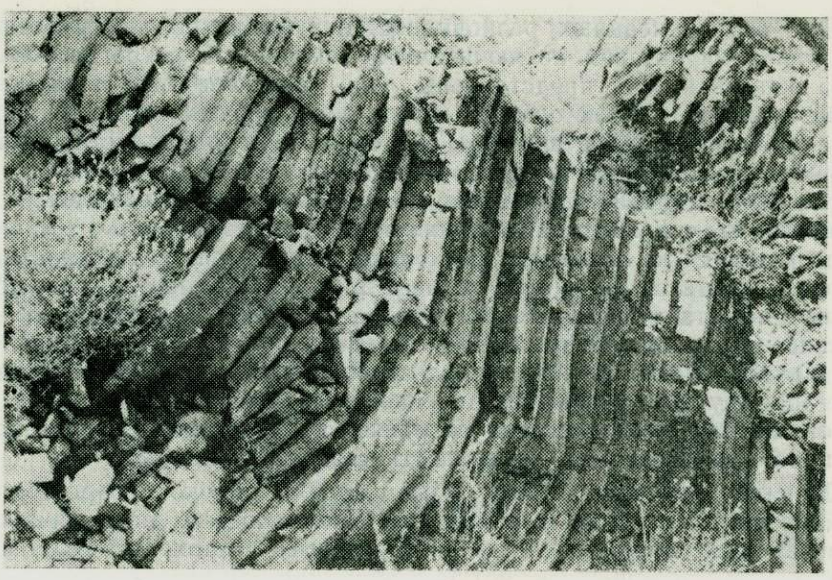


**Рис. III—19. Тонкостолбчатая отдельность в экструзивных фельзитах. Горы Катутау.**

С южной стороны Южного некка на протяжении 60 метров вкрест простирания насчитывается 10 падающих к югу пластов туфобрекчий и грубозернистых туфов мощностью от 4 до 8 м каждый. С северной стороны хребта от подножия до вершины одной из сопок, на протяжении 50 м вкрест простирания, насчитывается также до 10 пластов туфобрекчий и туфов, падающих к северу.

Макроскопически туфы и туфобрекчии представляют собой плотные мелко- до среднезернистых породы бурого, буровато-серого или зеленовато-серого цвета. Окраска пород связана, главным образом, с процессами эпидотизации и карбонатизации пород, особенно проявляющимися в отдельных горизонтах. Зернистость пород в разных горизонтах проявляется с различной степенью отчетливости.

При микроскопическом изучении среди менее измененных разностей пирокластических пород в зависимости от характера цемента выделяются туфобрекчии и туфы трех типов:

1. Состоящие из крупных угловатых обломков андезитовых лав и туфов андезитов с поровым цементом из мелкозернистых туфов того же андезитового состава. В этих породах обращает на себя внимание большое количество типичных для пирокластов серповидных или саблевидных пепловых частиц, состоящих из нераскристаллизованного или хлоритизированного вулканического стекла.

2. Представленные угловатыми или плохо окатанными обломками андезитовых лав с тонкой, отчетливо выраженной гиалопилитовой структурой основной массы, представленной микролитами полевых шпатов и стекла. Для этих пород характерен пленочный тип цемента, представленного полураскристаллизованным пепловым стекловатым материалом.

3. Туфобрекчии и грубообломочные туфы, состоящие из обломков андезитовых лав с тонкой гиалопилитовой структурой, погруженных в базальный цемент, составляющий 50% объема породы. Цемент является туфом андезитового состава и состоит из бурого стекловатого базиса с погруженными в него обломками кристаллов полевого шпата.

Для всех описанных разновидностей туфобрекчий и грубозернистых туфов характерен исключительно однородный петрографический состав обломков: они представлены лишь андезито-дацитовыми лавами, без примеси других осадочных или интрузивных пород. Однородность состава является важным свидетельством пирокластической, а не нормально-осадочной природы этих пород.

Изучение условий залегания вмещающих пирокластических пород показало, что пирокластические толщи образуют четко выраженную куполовидную структуру, несколько удлиненную в соответствии с формой Южного некка. К югу от него пласты пирокластических пород вблизи контакта с фельзитами наклонены к югу под углом 55—60° и дальше от контакта постепенно выполаживаются. С северной стороны Южного некка пласты несколько более полого (30—35°), падают в северных румбах и тоже постепенно выполаживаются к северу. Соответственно в обоих случаях сохраняется субширотное простирание пород, параллельное близ поверхности стенкам некка.

Дайки плагиосиенит-порфиров широко распространены в районе Южного некка и являются более молодыми магматическими образованиями, прорывающими экструзивные и дайковые тела фельзитов.

Очень крупная дайка плагиосиенит-порфиров встречена непосредственно к северу от Южного некка. Она протягивается в западно-северо-западном направлении более чем на 2 км. На восточном фланге, там, где дайка прорывает фельзиты Южного некка, она представлена хребтиком шириной до 50 м. В северо-западном направлении мощность ее уменьшается и в теле Кольцевой дайки не превышает 2 м. Далее на запад эта дайка и контролирующий ее разлом проходят с восточной стороны Восточного некка (рис. III—20).

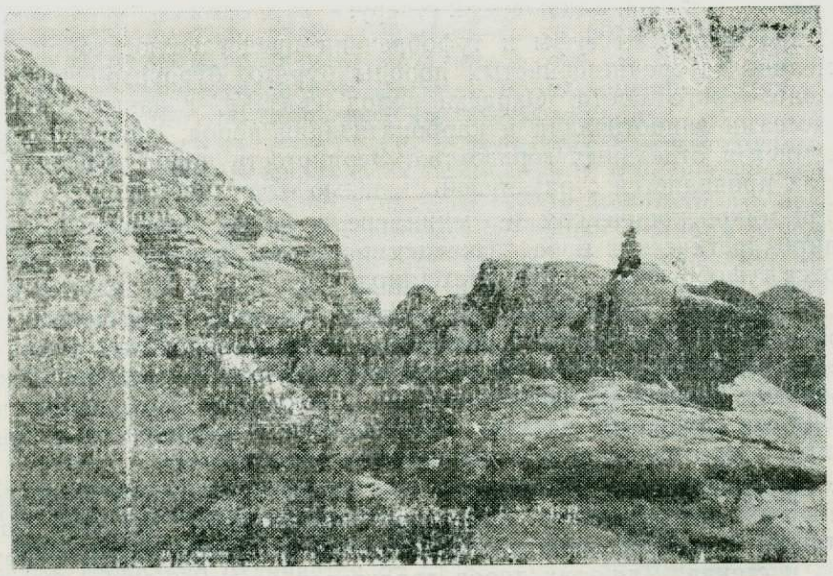


**Рис. III—20. Дайка плагиосиенит-порфиров, рвущая фельзиты Южного некка. Горы Катутау**

Другая дайка плагиосиенит-порфиров проходит параллельно первой, в 250—300 м северней, и прослеживается более чем на 2 км при мощности от 20 до 50 м.

Плагиосиенит-порфиры макроскопически представляют собой

плотные породы, состоящие из розовой или мясо-красной калишпатовой основной массы и крупных фенокристов белого плагиоклаза и бутылочно-зеленого амфибола.

Под микроскопом отчетливо наблюдается сферолитовая структура основной массы. В составе ее отмечаются почти исключительно неиндивидуализированные скопления бурого пелитизированного калишпатового вещества. Фенокристы плагиоклаза представлены крупными таблицами соссюритизированного андезита. Довольно крупные фенокристы амфиболов целиком замещены хлоритом.

Дайка диорит-порфирита встречена с южной стороны Южного некка среди пирокластических пород. Дайка вытянута в широтном направлении согласно с простиранием вмещающих пород на несколько сотен метров при мощности около 1 м. Слагающая дайку порода отличается зеленовато-черным цветом и мелкозернистым строением основной массы, на фоне которой выделяются фенокристаллы плагиоклаза и роговой обманки.

### Июльский некк

Июльский некк, расположенный в северной части гор Катутау, представлен двуглавой сопкой, вытянутой в субширотном направлении. Длина его достигает 1200 м, максимальная ширина 500 м. В северо-восточном направлении от некка отходит апофиза мощностью 30—50 м и длиной 250 м. Таким образом, общая длина некка с его апофизой, составляющих одно целое, достигает 1500 м (рис. III—21).

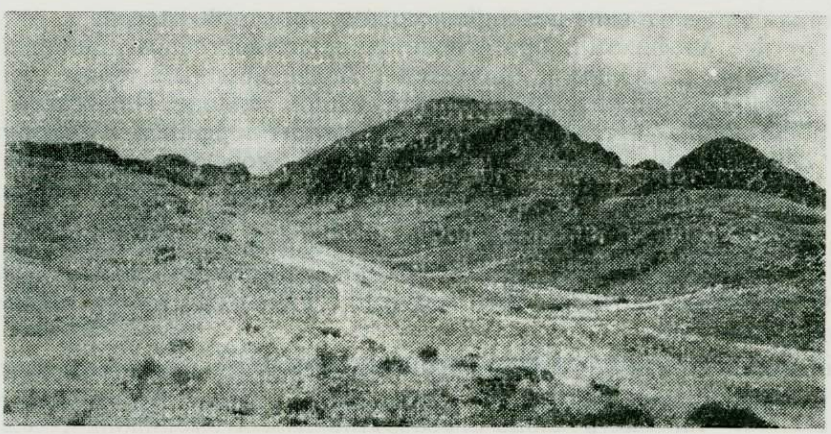


**Рис. III—21. Фельзитовый некк Июльский. Горы Катутау**

В 100 м к северу от главного некка, среди туфов и туфобрекчий порфиритов, картируется овальное пятно фельзитов, ориентированное так же как и главный некк, в широтном направлении. Этот участок размером 300×50 м, представляет, по-видимому, паразитический конус, соединяющийся на глубине с главным некком. Два других паразитических конуса (побочные или эксцентричные купола) расположены с южной стороны некка на расстоянии 100—150 м от него. Один из них, достигающий в длину 400 м и в ширину 100 м, ориентирован в юго-западном направлении; второй—изометрический, размером в поперечнике около 50 м.

Некк контролируется двумя локальными разломами: северо-западным, ограничивающим некк с юго-западной стороны, и субширотным, ограничивающим некк с юга. Оба эти разлома образуют своеобразную вилку, расходящуюся к юго-востоку от некка.

Экструзивные фельзиты, слагающие некк, представляют собой плотные, с отчетливо выраженной флюидальностью породы красного цвета. В связи с широко развитым процессом кварцитизации, эти породы в большинстве случаев потеряли свою первоначальную окраску и приобрели бледно-розовый, кремовый или белый цвет, сохранив вместе с тем все структурные и текстурные особенности фельзитов.

Флюидальность, являющаяся одним из характерных признаков экструзивных фельзитов, выражена с исключительной отчетливостью. Всюду в пределах некка наблюдается почти вертикальное падение флюидальности и простирание, в той или иной степени согласующееся с контурами некка. Также хорошо выражена типичная для экструзивных фельзитов тонкостолбчатая отдельность, повторяющая в крупном плане все детали в ориентировке флюидальной текстуры и позволяющая с особенной отчетливостью наблюдать строение купола.

Вмещающими некк породами являются покровы пропилитизированных андезитов, чередующиеся с пачками туфов, туфобрекчий и туфоагломератов конуроленской свиты. Все эти пачки и покровы к югу от некка полого падают в южных, юго-западных и юго-восточных румбах.

Между эффузивно-пирокластическими толщами и экструзивными фельзитами почти повсеместно наблюдается рвущий, инъекционный контакт. Особенно отчетливо он наблюдается на северо-восточном склоне Июльского некка, где среди фельзитов сохранились как крупные, так и мелкие слабопереработанные ксенолиты и обломки вмещающих пород.

Дайка плагиосиенит-порфиров мощностью до 30 метров с отходящими от нее апофизами, протягивается в юго-восточном направлении на расстояние до 2,5 км и сливается с более крупным телом плагиосиенит-порфиров и плагиосиенитов. На южном склоне Июльского некка хорошо наблюдается контакт плагиосиенит-порфиров с экструзивными фельзитами. В контакте плагиосиенит-порфиры испытали закалку, выразившуюся в образовании более плотной массы и в увеличении количества вкрапленников плагиоклаза. Указанные возрастные взаимоотношения между экструзивно-некковыми и дайковыми фельзитами, плагиосиенит-порфирами и граносиенит-порфирами наблюдаются не только в горах Катутау, но и в других горных массивах Южной Джунгарии.

Послеэкструзивные фумарольно-сольфатарные процессы, связанные со становлением Июльского некка, выразились в кварцитизации и эпидотизации как экструзивных фельзитов, так и вмещающих толщ и в отложении по трещинам гематита, сульфидов меди и серебра. При этом интересно отметить, что кварцитизацией охвачены главным образом экструзивные фельзиты, а эпидотизация и гематизация (пропилитизация) проявляются наиболее интенсивно на периферии некка, во вмещающих породах.

### Андезитовые экструзии

Андезитовые экструзии в горах Катутау пользуются также весьма широким распространением. Пространственно и генетически они либо связаны с верхнепалеозойскими стратовулканами, либо представляют корни мезозойских щитовых вулканов и силлов.

### Майский некк

Майский андезитовый некк (высота 1587 м), расположенный на севере гор Катутау, представляет коническую вершину, с диаметром

основания 400—500 м. Вмещающие породы — андезиты и туфы — образуют куполовидную структуру с углами падения в пределах 30—35° (рис. III—17 и III—22).

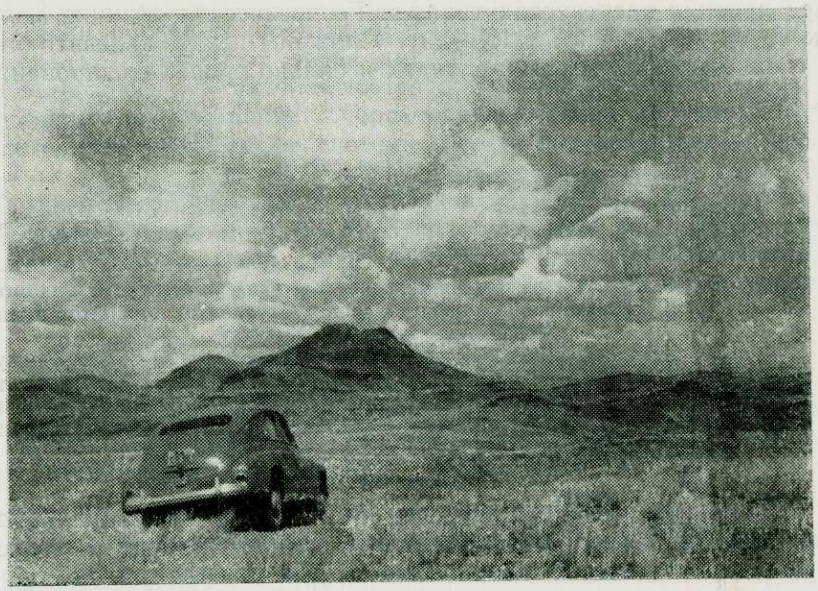


**Рис. III—22. Андезитовый некк Майский в горах Катутау**

Состав и структура экструзивных андезитов, их взаимоотношения с микродиоритами, характер контакта с вмещающими породами позволяют предполагать, что они раскристаллизовались немного не достигнув поверхности.

Некк сложен зелено-серыми массивными породами с афанитовой основной массой и мелкими фенокристами полевых шпатов и пироксена. При изучении под микроскопом прослеживаются переходы от андезитов на периферии некка к микродиоритам, развившимся в центральной части.

### Другие андезитовые экструзии

Целый ряд других андезитовых-микродиоритовых штоков, силлов и даек картируется на севере гор Катутау вдоль крупного субширотного разлома. Пространственно и генетически эти штоки связаны с Конуроленским вулканом.

Ряд штокообразных андезитовых массивов картируется также в центральной части гор Катутау, на периферии Ташкумырсайского стратовулкана. Их размеры колеблются в пределах 200—300 м в поперечнике. С вмещающими стратифицированными толщами андезитов и их туфов, слагающих тело стратовулкана, наблюдается отчетливый рвущий контакт. В некоторых случаях наблюдаются апофизы и дайки, радиально отходящие от экструзий, состоящих из микродиоритов с переходами в андезиты с гиалопилитовой структурой основной массы и серийно-порфировой структурой вкрапленников.

Цепочка крупных андезито-базальтовых некков послетриасового возраста располагается в зоне субмеридионального (северо-восточного) разлома, ограничивающего горы Катутау со стороны Илийской депрессии. Наибольшее скопление некков наблюдается в районе урочища Ащи-Бастау в сложном тектоническом узле, возникшем на пе-

ресечении региональных разломов северо-восточного и северо-западного направлений.

Некки имеют от 100 до 500 м в поперечнике. Они прорывают породы кузгунской и достарской свит. Отдельные тела картируются и в более древних катутауских толщах. Геологическая позиция некков отражена на разрезе (рис. III—23). Сложены некки андезито-базальтами, очень свежими в одних случаях и сильно пропилитизированными — в других.

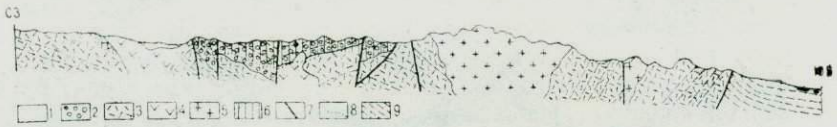



**Рис. III—23. Послеверхнетриасовые некки (штоки) андезитов и андезито-базальтов и послепермский Ашибастауский субвулкан из липаритов и микрогранитов на юге гор Катутау**

1 — нерасчлененный кайнозой; 2 — достарская свита ($P_2 — T_1$); 3 — кузгунская свита ($P_2$); 4 — андезиты и андезито-базальты ($P_1 — T_1$); 5 — послеверхнепермские микрограниты и липариты (субвулкан); 6—гидротермально измененные породы; 7 — разломы; 8 — границы зон гидротермально измененных пород; 9 — структурные линии.

В западной части гор Катутау на площади развития пород катутауской свиты также картируется ряд крупных силлов и некков послеверхнетриасовых андезито-базальтов. Отдельные силлы прослеживаются на 2—2,5 км по простиранию при мощности от 50 до 150 м. Силлы согласно с вмещающими породами — игнимбритами и игниспу-

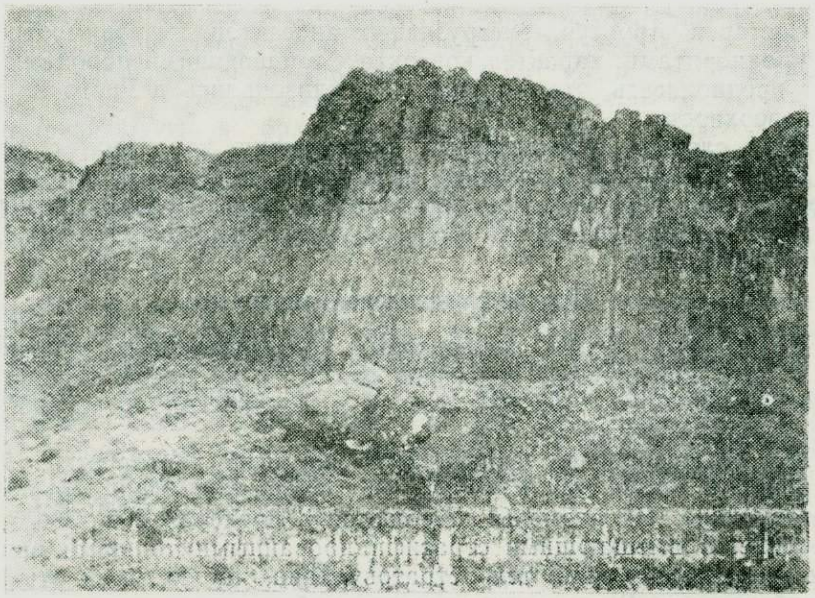


**Рис. III—24. Андезито-базальтовый некк Арчуокский в горах Долантау**

митами катутауской свиты очень полого падают к востоку в сторону ядра брахисинклинальной складки. В строении силлов и некков также принимают участие главным образом свежие разности андезито-базальтов, петрографическая характеристика которых будет приведена ниже. Крупные некки и силлы андезито-базальтов описаны в горах Долантау (рис. III—24).

Геологическая позиция и петрографический состав послеюрских-триасовых основных экструзий, а также аналогия с мезозойскими андезито-базальтами Северного Тянь-Шаня (Шлыгин и др., 1948; Леонов, 1964) дает основание рассматривать их как корни и дайки щитовых вулканов.

Дайки основного состава пользуются широким распространением в пределах отмеченных выше андезитовых линз — руин стратовулканов. Многие из них располагаются радиально по отношению к центру вулканической постройки. Характерный пример в этом отношении представляет радиальная система в теле Конуроленского стратовулкана.

Многочисленные дайки андезитов и андезито-базальтов северо-восточного простирания отмечаются на востоке горного массива, среди пород конуроленской свиты. Мощность даек колеблется в пределах от 2 до 5 м длина их нередко достигает нескольких сотен метров.

## Горы Архарлы

Более сотни некков и даек кислого и основного состава насчитывается на площади Архарлинского вулканического нагорья. Приведем описание лишь некоторых из них.

### Фельзитовые и липаритовые экструзии

Многочисленные экструзии фельзитов и липаритов участвуют в строении Архарлинского вулканического нагорья. Большая их часть сосредоточена на периферии Восточно-архарлинского стратовулкана и в общих чертах была охарактеризована выше. Некоторые из них заслуживают более подробного описания.

### Некки Кызылчеку и Северовосточный

Два фельзитовых некка Кызылчеку и Северовосточный, связанные между собой узкой перемычкой из фельзитов, расположены в восточной части Архарлинского вулканического нагорья на юго-восточных склонах Восточноархарлинского стратовулкана.

Морфология. Кирпично-красная сопка Кызылчеку, четко выделяющаяся на фоне темных андезитовых покровов и белых кварцитовых полей, является самой возвышенной точкой района. Ее абсолютная отметка равна 1171,4 м, а относительное превышение над дном межгорной депрессии достигает 100—120 м. Длина окружности вдоль подножия этой сопки по горизонтали 1025 м составляет около 3 км. Поперечники вулканического жерла 1300 и 800 м. Сопка Кызылчеку имеет три вершины с крутыми скалистыми склонами, переходящими у подножия в шлейфы каменистых осыпей. Северная и центральная вершины, отделенные друг от друга неглубокой седловиной, вытянуты в северо-восточном направлении. Южная вершина расположена несколько обособленно, отделяется от центральной логом и также имеет несколько удлиненную в северо-восточном направлении форму (рис. III—25).

Северовосточный некк, расположенный к северо-востоку на продолжении той же тектонической линии, морфологически выражен хребтом длиной около 2 км. С юго-востока этот хребет ограничен глубоким Витрофировым логом, проходящим по контакту экструзивных фельзитов и вмещающих их вулканогенных толщ. Оба некка сложены фельзитами кирпично-красного цвета с отчетливо выраженной вертикальной флюидальностью. На периферии развиты лавобрекчии фель-

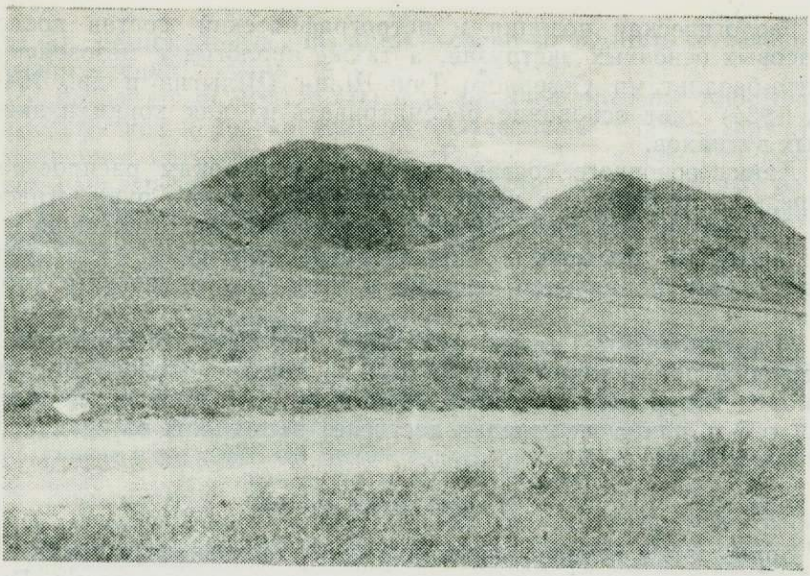


**Рис. III—25. Фельзитовый некк Кызылчеку в горах Архарлы**

зитов (рис. III—26). В строении некков также участвуют вулканические стекла, имеющие большое практическое значение (Русаков, Фремд, 1960).

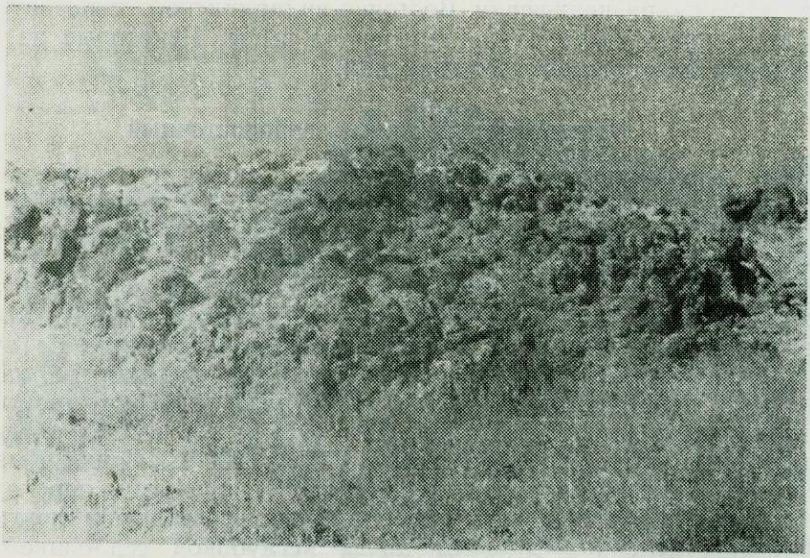


**Рис. III—26. Лавобрекчии фельзитов вокруг некка Кызылчеку в горах Архарлы**

В м е щ а ю щ и е п о р о д ы. Вмещающими для некков породами служит стратифицированная пачка игнимбритов, андезитов и их туфов катутауской, кузгунской свит, слагающая южные склоны Восточноархарлинского стратовулкана. Пачка состоит из тонких андезитовых покровов и потоков, чередующихся с более мощными прослоями рыхлых андезитовых туфов и туфоагломератов. Сочетание тех и других создает на отдельных участках склонов своеобразные ступени, а при

более крутом падении пластов — и характерный куэстовый ландшафт.

Большой интерес представляют крупные скопления лахаровых брекчий, наблюдаемых с восточной стороны сопки Кызылчеку. Эти породы состоят из плохо окатанных, различных по размерам (от 10 до 150 см в диаметре) глыб и обломков андезитов, фельзитов и игнимбритов, цементируемых кислым туфовым материалом. На севере в контакте с фельзитами картируется большое поле игнимбритов и лавобрекчий липаритового состава, перекрывающих стратифицированную толщу андезитов. Игнимбриты и лавобрекчии этого поля, относящиеся к верхним горизонтам кузгунской свиты, возникли, несомненно, в связи с направленным взрывом из северо-восточного жерла.

Вулканические стекла. Вулканические стекла участвуют в строении главным образом Северовосточного некка. Они образуют несколько крутопадающих линз на периферии некка, с фельзитами которого связаны постепенными переходами (рис. III—27).

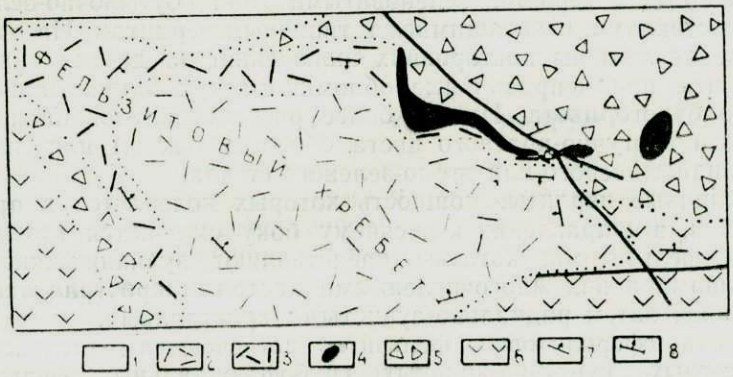



**Рис. III—27. Схема геологического строения северной части Северовосточного некка в горах Архарлы.**

1 — современные отложения, 2 — тонкофлюидальные фельзиты, 3 — грубофлюидальные и крупносферолитовые фельзиты; 4 — перлиты (витрофиры), 5 — туфобрекчии и туфоагломераты, 6 — андезиты, 7 — элементы залегания, 8 — направление флюидальности

Самая крупная залежь, расположенная с северной стороны Северовосточного некка, прослеживается в северо-западном направлении на 300 м. Мощность ее в средней части достигает 30 м и уменьшается на флангах до 5—6 м. Такая же мощность залежи подтверждается буровыми скважинами, пройденными на глубину до 100 м.

Вторая залежь перлита расположена в 500 м к западу от первой среди грубофлюидальных фельзитов краевой части некка. Она представляет собой круто падающее к центру некка линзовидное тело мощностью около 20 м и длиной около 100 м. Несколько более мелких выходов перлита встречается и на других периферических участках.

Восточнее, во вмещающих породах, представленных игнимбритами направленного взрыва, встречены две небольшие крутопадающие залежи перлита, представляющие апофизы Северовосточного некка.

Взаимоотношения вулканических стекол с вмещающими породами и фельзитами некка будут рассмотрены на примере первой самой крупной залежи.

Породы в лежачем боку перлитовой залежи представлены игнимбритами и лавобрекчиями направленного взрыва. Это породы розового или кирпично-красного цвета, состоящие из витрокластического

пеплового цемента с погруженными в него обломками красного и бурого вулканического стекла и небольшого количества черных андезитовых лав.

Вулканические стекла данной залежи, представляющей краевую часть фельзитового некка, отличаются довольно сложным и неоднородным составом. В нижней части разреза в контакте с туфобрекчиями залегают бурые, стекловатые яшмовидные породы, заключающие в себе обломки стекла и серых андезитовых лав. Эти породы, образующие пачку мощностью до 1—2 м, напоминают по внешнему облику туфобрекчии, но отличаются от них хорошо заметной под микроскопом флюидальностью стекловатой массы и отсутствием мелких обломков, типичных для базального цемента туфобрекчий.

Постепенно, вверх по разрезу, яшмовидные породы превращаются в бурое или красное стекло с многочисленными сферолитами радиально-лучистого строения.

Выше, через 1,5—2 м, бурые стекла со сферолитами сменяются эмалевидными, серыми, зеленоватыми или бутылочно-зелеными до черных стеклами, относящимися к типичным перлитам. На одних участках стекла лишены посторонних включений, на других они содержат сферолиты или неправильные обломки раскристаллизованного стекла обычно бурого цвета. Иногда более раскристаллизованная масса бурого или сургучно-красного цвета образует полосы или линзы среди эмалевидного серого или темно-зеленого стекла.

Типичные перлиты, мощность которых колеблется в пределах от 5 до 15 м, в направлении к висячему боку сменяются крупносферолитовыми фельзитами, которые представляют вулканические стекла с возникшими в них многочисленными центрами кристаллизации и развившимися затем радиально-лучистыми кристаллами.

Среди сферолитовых фельзитов встречаются отдельные полосы яшмовидных, сургучно-красных грубофлюидальных фельзитов, состоящих из того же полураскристаллизованного вещества, что и сферолиты. В данном случае можно предполагать, что образование в одних случаях сферолитов, а в других — грубофлюидальных фельзитов всецело зависит от условий, в которых происходила раскристаллизация вещества. Можно предполагать, что образование сферолитов из отдельных центров кристаллизации происходило в то время, когда движение стекловой лавы уже прекратилось и раскристаллизация происходила в условиях, типичных для переохлажденной жидкости, — с возникновением многочисленных центров кристаллизации.

При образовании грубофлюидальных фельзитов кристаллизация, по-видимому, происходила еще в процессе движения магмы, в связи с чем отдельные центры не сохранились, и возникающие сферолиты объединялись в полосы или цепочки.

Подтверждением высказанного предположения могут служить фельзиты промежуточного типа, представляющие собой сургучно-красные грубофлюидальные породы, заключающие в себе многочисленные сферолиты. Эти промежуточные образования связаны постепенными переходами с чисто сферолитовыми фельзитами.

Сферолитовые фельзиты выше по разрезу (в направлении к висячему боку) постепенно сменяются сургучно-красными, яшмовидными, грубофлюидальными фельзитами, заключающими в переходных разностях значительное количество сферолитов, постепенно исчезающих по мере приближения к тонкофлюидальным фельзитам.

Мощность грубофлюидальных и сферолитовых фельзитов подвержена колебаниям в пределах от 10 до 30 м.

Еще выше по разрезу грубофлюидальные фельзиты сменяются фельзитами внутренней части некка, отличающимися более бледной

окраской и тонкой флюидальностью, а также при наблюдении под микроскопом более равномерной раскристаллизацией всего вещества.

Рассмотренные взаимоотношения между фельзитами и вулканическими стеклами свидетельствуют об их принадлежности к одному генетическому ряду кислых липаритовых лав, связанных взаимопереходами. Образование перлитов было вызвано, по всей вероятности, более быстрым охлаждением риолитовой магмы вдоль стенок вулканического канала. Важной практической стороной настоящего исследования является вывод о наличии в Южной Джунгарии двух морфологических типов перлитовых месторождений. Первый из них, ранее уже изученный, представлен пологозалегающими покровами в эффузивно-пирокластических толщах, и второй, установленный в последнее время (Русаков, Фремд, 1960), — это крутопадающие залежи, приуроченные к периферии экструзивных фельзитовых штоков или некков. Оба типа заслуживают дальнейшего изучения.

Экструзивные купола, подобные Северовосточному некку, со значительными запасами перлита изучены в Закарпатье (Малеев, 1949; Фишкин, 1954; Наседкин, 1963; и др.), в Забайкалье (Арсеньев, 1951; Петров и Наседкин, 1961; и др.) и в Закавказье (Петров, Наседкин, 1961).

### Некоторые другие кислые экструзии

Несколько экструзивных тел (№ 14—19 на рис. III—13) сложенных игнимбритами, лавобрекчиями и туфоагломератами, располагается на западных склонах Восточноархарлинского стратовулкана в зоне субширотного Архарлинского разлома.

**Экструзия № 15,** наиболее крупная из них, образует эллиптически вытянутый в широтном направлении массив, площадью около 0,5 кв. км; экструзии №№ 14, 16 и 17 представляют небольшие жерла изометричной или слегка продолговатой формы, выполненные игнимбритами липарито-дацитов с отчетливой вертикальной флюидальностью. Экструзии №№ 14 и 17 переходят в игнимбритовые потоки и покровы, относящиеся к катутауской свите.

**Экструзии № 18 и 19** сложены туфобрекчиями и лавобрекчиями липаритов или липарито-дацитов. Экструзия № 18 представляет небольшой шток довольно правильной формы. Туфоагломераты, слагающие шток, представляют сиренево-серые породы, состоящие из остроугольных, иногда с оплавленными краями обломков андезита и липарита. Чаще всего встречаются обломки размерами до одного сантиметра, реже размеры обломков достигают 10—15 см. Цемент туфовый, липарито-дацитового состава. Наблюдается четкий рвущий контакт с вмещающими породами — туфами, туфопесчаниками и игнимбритами катутауской свиты.

**Экструзия № 19** отличается более сложным строением. Морфологически — это невысокая сопка с плоской, изрезанной неглубокими логами вершиной и скальными склонами. Центральная часть экструзии (жерла) 0,5×0,8 в поперечнике сложена пирокластическими породами — агломератовыми игнимбритами, туфоагломератами и туфобрекчиями липаритов или липарито-дацитов. Наружное кольцо состоит из сиренево-серых и лиловых игнимбритов с очень отчетливой вертикальной, веерообразно расходящейся флюидальностью. Ширина наружного кольца составляет около 0,4 км. С юга интрузия переходит в крупный силл, залегающий согласно с породами катутауской свиты.

Все вышеизложенное позволяет рассматривать экструзию № 18 и внутреннюю часть экструзии № 19 как трубки взрыва (диатремы), заполненные рыхлыми продуктами. Экструзия № 19 прорывается не-

сколькими мелкими штоками липаритов и фельзитов послеверхнетриасового возраста.

**Экструзия № 20** расположена в северо-восточной зоне разлома среди стратифицированной толщи андезитов и их туфов кузгунской свиты. Ее размеры: 0,5 км по длинной оси, ориентированной в субмеридиональном направлении и 0,2 км по короткой. Контакт экструзии со вмещающими породами почти вертикальный (80—85°), направлен к центру экструзии.

Центральная часть экструзии сложена хорошо раскристаллизованными липарито-дацитами, которые на периферии переходят в стекловатые разности с хорошо выраженной вертикальной флюидальностью и столбчатой отдельностью. Раскристаллизованные липарито-дациты в центральной части экструзии представляют лилово-серые породы с микрокристаллической основной массой и крупными фенокристами плагиоклаза, роговой обманки, реже кварца. Кристаллы роговой обманки достигают в длину 0,5—1 см. В липарито-дацитах периферической части экструзии наблюдается стекловатая тонкофлюидальная основная масса. Фенокристы представлены мелкими кристаллами полевого шпата, изредка роговой обманки, ориентированными в направлении флюидальности.

**Экструзия № 21** расположена в пределах той же северо-восточной зоны разлома. Она представляет собой неправильной формы тело с диаметром до 0,5 км, сложенное липарито-дацитами, раскристаллизованными в центральной части экструзии, и стекловатыми, флюидальными — на периферии. Экструзия прорывает стратифицированную толщу андезитов и их туфов кузгинской свиты, а с востока перекрывается более молодым лавовым потоком, излившимся из расположенного юго-восточнее крупного жерла Кызылчеку (№ 32 и 33). Фельзиты, закупоривающие жерло этого вулкана, на юге прорывают липариты экструзии № 21. В эндоконтакте экструзии № 21 отмечаются эруптивные брекчии липаритового состава, а также оплавленные обломки вмещающих андезитов и их туфов.

**Экструзия № 23** представляет крупное, вытянутое в северо-восточном направлении тело. Диаметр его по длинной оси около 3,5 км, по короткой — более 1 км. Вмещающие породы, с которыми наблюдается резкий интрузивный контакт, представлены игнимбритами липаритов и липарито-дацитов, туфоконгломератами и туфопесчаниками кузгунской свиты, а на отдельных участках (на севере и юго-востоке) туфами смешанного состава нижележащей конуроленской свиты. На северо-западе фельзиты прорывают андезито-базальты, слагающие крупный экструзивный массив.

Экструзия сложена вишнево-красными, реже лилово-серыми липаритами и липарито-дацитами с отчетливо выраженной почти вертикальной (угол 70—80°), веерообразно растекающейся флюидальностью. На периферии развивается кольцо лавобрекчий мощностью от 10 до 100 м. В составе лавобрекчий наблюдаются крупные остроугольные, частично оплавленные обломки фельзитов, цементируемых более мелкообломочным туфовым материалом того же состава. На юго-востоке экструзия прорывается мелким штоком липаритофельзитов 2-й фазы экструзивной деятельности.

**Экструзия № 24** представляет крупное тело, вытянутое в субширотном направлении. Весь северный и отчасти южный контакт экструзии скрыт под рыхлыми отложениями, в связи с чем конфигурация экструзии остается невыясненной. Южный контакт с туфами конуроленской свиты резкий, почти вертикальный. Здесь же на юге наблюдается экструзивный контакт фельзитов с крупным андезитовым субвулканическим массивом кузгунского возраста (№ 14). Несколько

небольших экструзий фельзитов и липарито-дацитов расположено на северном склоне стратовулкана (экструзии № 27—30).

Эти экструзии располагаются среди обширного игнимбритового поля, для которого они, очевидно, служат лавоподводящими каналами и с породами которого связаны постепенными переходами.

### Андезитовые экструзии

Основные экструзии представлены крупными субвулканическими телами, мелкими штоками, а также дайками андезитов и андезито базальтов.

**Экструзия № 1**, расположенная в северной периферической части Восточноархарлинского стратовулкана (рис. III—13), представляет крупное изометричное тело площадью более 5 кв. км. С восточной стороны наблюдается крутой экструзивный контакт с туфоагломератами и туфами кузгунской свиты. С других сторон контакты скрыты под рыхлыми четвертичными породами. Экструзия сложена серо-зелеными плагиоклазовыми андезитами, переходящими в центральной части в микродиориты.

**Экструзия № 2** расположена в северо-восточной части стратовулкана. Площадь выхода на поверхность составляет около 3,5 кв. км. Значительная часть линии контакта скрыта под четвертичными отложениями. Экструзивный контакт с породами кузгунской свиты наблюдается только на севере и северо-востоке. На востоке массив перекрывается вулканогенно-молассовыми отложениями достарской свиты, в связи с чем хорошо устанавливается его верхняя возрастная граница.

Массив сложен темно-серыми и зелено-бурыми андезитами. В эндоконтактовой зоне развиваются флюидально-полосчатые андезиты с крутой (70—90°), но беспорядочно ориентированной флюидальностью. В эндоконтактовой зоне встречены также вариолитовые андезиты и очень свежего облика гиалоандезиты.

**Экструзия № 3** картируется на севере в виде сопки с диаметром основания около 200 м. Сопка сложена черными гиалоандезитами, резко выделяющимися благодаря своей окраске на фоне светлых вмещающих пород — игнимбритов и игниспумитов катутауской свиты.

**Экструзия № 4** представляет собой крупный субвулканический массив, вытянутый в северо-восточном направлении. Большой диаметр массива равен 4 км, меньший — около 1,5 км. Массив имеет резкие крутые контакты с породами конуроленской свиты на западе, с породами катутауской свиты — на севере. На востоке наблюдается интрузивный контакт андезитов с более молодой липаритовой экструзией (№ 23). Кроме того, на юге андезиты прорываются небольшим штоком андезито-дацитов.

Андезиты, слагающие экструзию, отличаются сравнительно свежим обликом. Основная микрокристаллическая масса с большим количеством стекла содержит многочисленные вкрапленники плагиоклазов и в меньшей степени — темноцветных минералов.

Ряд сравнительно крупных штоков андезитов и андезито-базальтов встречается в зоне Архарлинского субширотного разлома. Все они сложены андезитами и андезито-базальтами, отличающимися стекловатой основной массой и вкрапленниками полевых шпатов в андезитах, полевых шпатов и пироксенов — в андезито-базальтах.

**Экструзия № 9** картируется в зоне северо-восточного разлома в виде продолговатого, неправильной конфигурации тела длиной до

2,5 км при ширине 300—600 м. На южном продолжении экструзии прослеживается узкий апофизный некк, а, возможно, и самостоятельное тело длиной 2,5 км. В середине апофизный некк прорван более молодой экструзией липаритов. Заканчивается он небольшой диатремой, сложенной лавобрекчиями андезитов.

На юге экструзия № 9 имеет рвущий контакт с породами катутауской свиты. На севере, северо-востоке и северо-западе она окружена генетически связанной с ней стратифицированной толщей андезитов и их туфов кузгунской свиты. Эта толща с резким азимутальным несогласием перекрывает более древние отложения конуроленской и катутауской свит.

Экструзия сложена андезитами с зеленовато-серой афанитовой основной массой и вкрапленниками серого или розового калишпатизированного плагиоклаза, амфибола, изредка пироксена. На периферии экструзии развиты лавобрекчии, состоящие из остроугольных, часто оплавленных обломков андезитов. Размеры и конфигурация обломков очень различны. Нередко встречаются глыбы до 1,5—2 м в поперечнике. Однако средние размеры обломков равны 10—30 см. Цемент лавобрекчий состоит из грубообломочных туфов того же андезитового состава (рис. III—28).

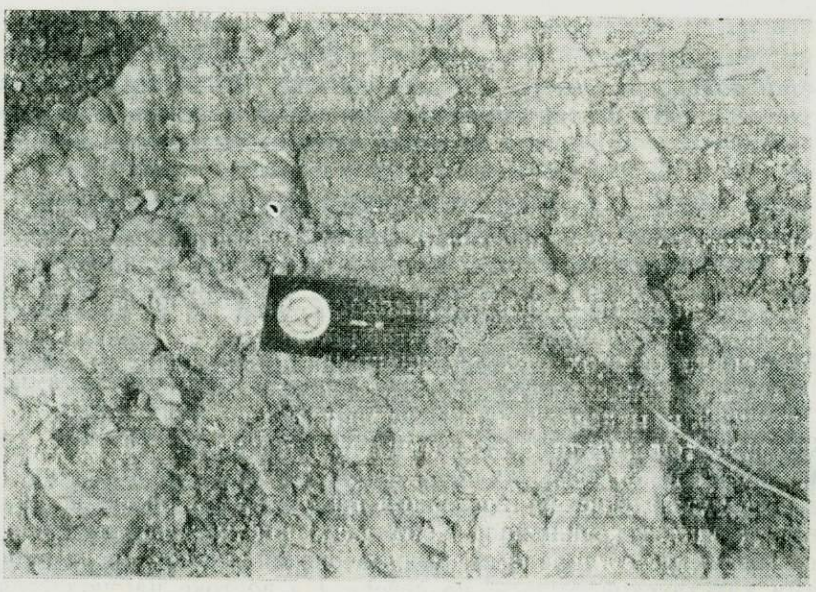


**Рис. III—28. Лавобрекчии андезитов вокруг андезитовой экструзии в горах Архарлы**

В северной части экструзии лавобрекчии развиты в виде кольца шириной в 40—50 м. К югу ширина кольца заметно увеличивается и отдельные участки апофизного некка уже целиком сложены лавобрекчиями. Весьма вероятно, что подобные участки представляют самостоятельные паразитические жерла или диатремы, подобные зафиксированной на южном окончании апофизного некка. На севере экструзия № 9 прорывается довольно крупным телом более молодых андезито-базальтов послеверхнетриасового возраста.

**Экструзия № 11** представляет собой небольшой, правильной округлой формы андезитовый массив, расположенный в той же северо-восточной зоне разлома. По строению и составу весьма напоминает экст-

рузию № 9. Сходство заключается, во-первых, в одинаковом составе и облике экструзивных плагиоклазовых андезитов; во-вторых, в широком развитии на периферии экструзии эруптивных лавобрекчий, опоясывающих экструзию в виде неширокого кольца.

**Субвулканический массив № 36,** расположенный в западной части территории, занимает площадь в 6 кв. км. Он имеет неправильную форму и несколько «растащен» по глубинному субширотному разлому. С вмещающими породами — туфами смешанного состава конуроленской свиты — наблюдается четкий интрузивный контакт. Сложен массив в центральной части микродиоритами, переходящими на периферии во флюидальные андезиты.

Примерно такое же строение и состав имеют крупные экструзивные тела № 41 и 42. Целая серия мелких экструзивных штоков (№ 37—55, 60) прорывает стратифицированные толщи, слагающие тело вулкана, и нередко внедряется в более крупные кислые и основные экструзии. Сложены эти штоки преимущественно андезито-базальтами, сохраняющими в большинстве случаев достаточно свежий облик.

С описанными выше образованиями связан дайковый комплекс. Дайки представлены андезитами, андезито-базальтами, микродиоритами. Наиболее широко развиты дайки в западной половине описываемой территории к югу от Архарлинского разлома. Здесь они образуют пояс, протягивающийся в северо-западном направлении на расстоянии свыше 11 км при ширине 2—3 км. К северу от Архарлинского разлома встречаются одиночные дайки субмеридионального простирания, принадлежащие к этому же комплексу.

## Горы Чулак

В составе верхнепермских-нижнетриасовых вулканогенных толщ, слагающих горы Чулак, известно множество полигенных вулканов, их некков, силлов и даек. Большинство из них кратко охарактеризованы в каталоге. Более детальное описание приводится для фельзитового некка Карачеку и нескольких некков Чингельдинской группы.

### Некк Карачеку

Сопка Карачеку расположена в северо-западных отрогах гор Чулак. С запада к сопке подходит старинный почтовый тракт Алма-Ата — Талды-Курган, у северного ее подножия раскинулся поселок совхоза Карачеку. В 4,5 км к юго-западу от сопки расположено известное (Прокопенко, 1930; Барбот де Марни, 1948) Карачекинское месторождение агальматолита.

*Морфология.* Сопка Карачеку с севера, со стороны широкой депрессии между горами Архарлы и Чулак, представляется идеально правильным конусом, одиноко возвышающимся над плоской поверхностью почти равнины. С первого взгляда на сопку напрашивается представление об ее вулканической природе.

Сопка состоит из двух вершин: северо-восточной, или Малого Карачеку, и юго-западной, или Большого Карачеку. Высота Большого Карачеку от подножия до вершины составляет около 200 м (абсолютная отметка 1177,5). Высота Малого Карачеку примерно на 50 м меньше. В плане вся сопка имеет овальную форму с длинной осью овала, ориентированной в восток-северо-восточном направлении. Большой поперечник сопки у ее подножия равен 1170 м, меньший — 1200 м.

Вершины Большого и Малого Карачеку представляют относительно ровные площадки, удлиненные также в восток-северо-восточном направлении.

У северного подножия Малого Карачеку расположен глубокий лог, отражающий собой региональный субширотный разлом, проходящий по контакту слагающих сопку фельзитов, фельзит-порфиров и вмещающих их туфогенно-осадочных и пирокластических пород. Второй глубокий лог, намечающий разлом северо-западного направления, разделяет вершины Большого и Малого Карачеку. С южной, юго-западной и юго-восточной сторон сопка Карачеку окружена логами, также тектонического происхождения.

Текстурные и петрографические особенности. Фельзиты и фельзит-порфиры Карачеку представляют собой розовые или кирпично-красные породы с криптокристаллической основной массой и многочисленными мелкими фенокристами кварца, реже — полевых шпатов. Под микроскопом порода состоит из полураскристаллизованной кварц-полевошпатовой массы, вулканического стекла и тонкой вкрапленности рудного вещества. Фенокристы представлены мелкими чистыми зернами кварца, изредка биотита, ортоклаза и андезина. Широко развиты газовые пустоты, выполненные гидротермальным кварцем. Характерной особенностью этих жерловых пород сопки Карачеку является их флюктуационная текстура, выраженная с различной отчетливостью. В обнажениях встречаются то фельзиты и фельзит-порфиры с тонкой флюидальностью (с шириной полосок до 1 мм), то породы с грубой флюидальностью (ширина полосок до 6—10 мм). Встречаются фельзит-порфиры с массивной и миндалекаменной текстурой, у которых флюидальность выражена слабо или вовсе отсутствует.

В фельзит-порфирах нередко встречаются мелкие обломки-включения, не отличающиеся по составу от основной массы породы. Присутствие таких обломков говорит о том, что деятельность вулкана носила пульсационный характер. Затвердевшая в период покоя лавовая масса при возобновлении вулканической деятельности дробилась и захватывалась новыми порциями магмы в виде обломков-ксенолитов.

Контакт с вмещающими породами, изученный нами на целом ряде участков, носит интрузивный характер и контролируется доэкструзивными или дизъюнктивными нарушениями. Это хорошо видно, например, вдоль северо-западного разлома на юго-западном склоне лога, проходящего южнее сопки Карачеку. Здесь фельзиты и фельзит-порфиры с почти вертикальной флюидальностью прорывают пологозалегающие (15°) толщи фиолетово-серых туфоагломератов и туфобрекчий. Несколько ниже по логу, уже на его северо-восточном склоне, можно наблюдать, что фельзит-порфиры тоже прорывают толщу туфоагломератов. Вблизи контакта в фельзит-порфирах наблюдаются изменения: исчезает флюидальность и появляются мелкие обломки, относящиеся по составу к вмещающим породам.

Вдоль юго-восточного склона сопки Карачеку наблюдается эруптивный контакт фельзит-порфиров с туфогенной толщей, содержащей отпечатки верхнепермской флоры. Южнее сопки Карачеку встречена дайка фельзит-порфиров (с азимутом простирания 60° и падением на юго-восток под углом 70°), прорывающая туфоагломераты серого цвета.

Структурный контроль жерловой фации Карачеку аналогичен таковому для некка Кызылчеку в горах Архарлы. Некк сопки Карачеку приурочен к сложному узлу дизъюнктивных нарушений, возникшему в результате сочетания субширотных разломов и оперяющих их трещин с разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее важную роль играл субширотный (запад-юго-западный) региональный разлом, проходящий вдоль северной границы Чулакских

гор. Крупный разлом северо-западного простирания, пересекающийся с главным региональным разломом, проходит вдоль северо-западного подножия сопки Малый Карачеку, второй параллельный ему разлом отделяет сопку Малый Карачеку от сопки Большой Карачеку. Эти три основных разлома и многочисленные оперяющие их трещины и явились системой подводящих каналов, по которым происходило поднятие и эксплозия фельзитового расплава. В дальнейшем эти разломы, подновлявшиеся неоднократно после экструзии, служили подводящими каналами для газотерм, давших разнообразный комплекс гидротермально измененных пород.

Гидротермальные процессы. Гидротермальные изменения, тесно связанные с экструзивным очагом, проявляются в широком окварцевании экструзивных пород. Вторым свидетелем гидротермальных процессов, связанных с пермским вулканом Карачеку, является Карачекинское месторождение агальматолита. Исследователи этого месторождения обходили вопрос об источнике гидротермальных растворов, обеспечивающих переработку огромных масс туфогенного материала в каолинитовые породы. Вопрос этот осложнялся мнением об отсутствии в районе агальматолитового месторождения массивов интрузивных или экструзивных пород. Таким образом, связь гидротермальных процессов с деятельностью вулкана Карачеку удовлетворительно объясняет возникновения здесь агальматолитового месторождения и участков вторичных кварцитов. В этом отношении имеется полная аналогия с вторичными кварцитами и агальматолитами Архарлинских гор в окрестностях таких же вулканов.

Следует отметить, что богатые $SO_3$ газотермы, обеспечившие переработку туфогенного материала вмещающих некк пород, поступали по глубокому и относительно полого падающему в сторону вулкана субширотному разлому, обозначенному на месторождении Карачеку двухметровой полосой смятых и брекчированных агальматолитизированных пород.

Слабое развитие гидротермально измененных пород на других участках вокруг сопки Карачеку, по-видимому, следует объяснить не отсутствием широкой послевулканической деятельности, а тем, что продукты этой гидротермальной деятельности, сравнительно маломощные и приуроченные к верхним частям вулканического аппарата, при последующих третичных поднятиях всего горстового блока Чулакских гор почти нацело денудированы.

### Чингельдинская группа некков

К западу от гор Чулак, среди равнины, укрытой чехлом четвертичных отложений, возвышается Чингельдинская группа липаритовых некков, получившая свое название по расположенному неподалеку поселку Чингельды.

Самый крупный некк в составе этой группы — сопка Улантюбе — представляет правильную коническую вершину с пологими склонами, возвышающуюся на 60—80 м над окружающей местностью. Цепочка более мелких липаритовых сопок в виде двух параллельных хребтиков прослеживается от Улантюбе в субширотном направлении.

На Чингельдинском участке, по данным картировочного бурения, под чехлом рыхлых четвертичных отложений и меловых конгломератов залегают эффузивно-пирокластические толщи нижней — верхней перми, представленные вулканогенно-молассовыми породами — туфами смешанного состава, туфопесчаниками, туфоагломератами, туффитами с отдельными горизонтами игнимбритов и игнеспумитов. Однако

взаимоотношения вмещающих пород с экструзиями нигде не наблюдаются и об экструзивном характере контакта можно предполагать лишь исходя из аналогии с другими изученными участками и по данным отдельных буровых скважин.

Липариты, слагающие некки, подверглись интенсивной гидротермальной переработке, в результате чего почти полностью превращены во вторичные кварциты. Тем не менее, реликтовая структура липаритов, микрозернистый, афанитовый характер основной массы, фенокристы водяно-прозрачного кварца и таблички полевых шпатов, замещаемых алунитом или каолинитом, сохранились с исключительной отчетливостью.

Среди вторичных кварцитов устанавливаются следующие минеральные фации: монокварциты, кварцево-серицитовые и кварцево-каолинитовые фации. Монокварциты, слагающие центральную часть сопки Улантюбе, представляют плотные породы голубовато-серого, почти белого цвета, с занозистым изломом. Часто встречаются реликтовые зерна водяно-прозрачного кварца, а также крупные гнезда (10×15 см) голубоватого или охристо-желтого агальматолита.

Кварцево-серицитовые вторичные кварциты образуют следующую к периферии метасоматическую зону. Количество серицита, развивающегося главным образом по основной массе в этих породах, достигает 30—40%. Реликтовая структура проявляется лишь в зернах водяно-прозрачного кварца и табличках каолинизированного полевого шпата.

Кварцево-каолинитовые вторичные кварциты образуют внешнюю метасоматическую зону. Они развиты в виде неширокой полосы на периферии сопки Улантюбе и хорошо наблюдаются в карьерах. Макроскопически представляют собой голубовато-серые породы с хорошо выраженной реликтовой структурой. В порфировых выделениях наблюдаются таблички каолинизированных полевых шпатов и мелкие зерна кварца. Основная масса замещается тонким агрегатом кварца и каолинита. Вмещающие породы как игнимбриты, так и андезиты, также подверглись интенсивной гидротермальной переработке и превращены в кварц-каолинитовые разности вторичных кварцитов.

## СУБВУЛКАНЫ (ИНТРУЗИИ ПОД ВУЛКАНАМИ)

### Постнижнекаменноугольные субвулканические и гипабиссальные интрузии

Постнижнекаменноугольные гипабиссальные интрузии, известные под названием центрально-джунгарского интрузивного комплекса (А. И. Семенов, 1953) развиты на территории Южной Джунгарии главным образом в Алтынэмельском хребте, на юго-западном его продолжении, в горах Чулак, а также на северо-западе, в хр. Котуркаин.

В пределах этого комплекса некоторые исследователи (Науменко и др.) выделяют 3 интрузивных фазы: раннюю — диориты и габбро-диориты; среднюю — гранодиориты и их дифференциаты и позднюю — граниты и их дифференциаты.

Однако большинство отмечает крайне неясные пространственные и возрастные взаимоотношения между породами различных интрузивных фаз и невозможность однозначного решения вопроса о порядке внедрения пород, имеющих различный петрографический состав.

Таким образом, скорее можно предполагать, что интрузии гранит-

гранодиоритового состава, с одной стороны, и габбро-диоритового состава — с другой, возникли в результате параллельной деятельности как разноглубинных, так и находящихся на разной стадии эволюции магматических очагов.

### Алтынэмельский массив

Алтынэмельский субвулканический массив является наиболее крупным в Южной Джунгарии. Он обнажается в водораздельной части хребтов Алтынэмель, Кояндытау, а также занимает крупные площади в хребте Тышкантау. Массив представляет типичную трещинную интрузию, вытянутую вдоль регионального Алтынэмельского разлома более чем на 140 км при ширине, не превышающей 20 км.

Массив залегает среди вулканогенных образований нижнего карбона, на которые он оказывает контактовое воздействие (ороговикование, окварцевание, скарнирование). Характерным является совпадение в ряде случаев углов падения контактовых поверхностей массива с углами падения вмещающих пород.

В строении массива принимают участие три группы пород, которым некоторые исследователи придают значение самостоятельных интрузивных фаз (Науменко, 1960): 1) биотит-роговообманковые гранодиориты и их порфировые разности — гранодиорит-порфиры (ранняя фаза); 2) биотитовые лейкократовые граниты, гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры, аплиты (средняя фаза); 3) габбро-диориты и андезиты (поздняя фаза).

Взаимоотношения этих групп пород, их возрастная последовательность, как уже отмечалось, вызывает очень много споров. Кроме того, по нашим полевым наблюдениям, кислые разности этих пород связаны постепенными, почти неуловимыми переходами, часто выражающимися лишь в изменении окраски. Между тем, изменение окраски, которое обычно принимается за основной критерий, для разделения гранитов и гранодиоритов Алтынэмельского массива, связано в основном с широко проявившимися процессами калишпатизации и таким образом не может являться основанием для выделения самостоятельных петрографических групп. Кроме того, переходы гранитов и гранодиоритов в диориты в краевых частях массивов обычно связаны с процессами контаминации гранитного расплава и противоречат представлениям о многофазности массива.

Таким образом, следует считать, что Алтынэмельский субвулкан, как и другие субвулканические интрузии центрально-джунгарского комплекса, образовались в результате одноактного внедрения в трещинные вулканические каналы гранитной магмы с некоторой последующей ее дифференциацией и контаминацией в краевых частях. С эксплозиями гранитной магмы в основном и связано образование обширных игнимбритовых полей айнабулакской и других вулканогенных свит.

Небольшие штоки габбро-диоритов, встречающиеся среди кислых пород Алтынэмельского субвулкана образовались, по-видимому, за счет самостоятельных магматических очагов.

### Постверхнекаменноугольные и постнижнепермские субвулканические интрузии

Небольших размеров субвулканические массивы верхнепалеозойского возраста, широко встречающиеся на территории Южной Джунгарии, находятся в тесной пространственной, генетической и структурной связи с вулканами и их некками, описанными выше, и по существу

являются магматическими образованиями, которые можно назвать «интрузиями под вулканами».

До последнего времени субвулканические интрузии Южной Джунгарии разделяли на два самостоятельных комплекса: 1) катутауский послеверхнекаменноугольный комплекс, представленный оливиновыми габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами; 2) южноджунгарский послеверхнепермский комплекс, представленный породами с повышенной щелочностью — габбро-сиенитами, монцонитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами.

Возраст катутауского комплекса определялся Г. В. Нехорошевым (1954) на основании того, что породы комплекса прорывают вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего карбона, а галька гранитоидов предположительно катутауского комплекса встречается в конгломератах в основании нижнепермского разреза (г. Дигерес). Г. В. Нехорошев предполагал двухфазное формирование катутауского комплекса: 1-я фаза — габброиды, 2-я — гранитоиды. Однако в большинстве случаев породы различных фаз встречаются самостоятельно и для признания их комагматической связи нет достаточных оснований.

Основываясь на многочисленных данных, полученных в результате наблюдений на территории Южной Джунгарии, скорее можно полагать, что основные и кислые породы связаны с самостоятельными магматическими очагами. В тех случаях, когда габброиды и гранитоиды встречаются совместно в сложных дифференцированных массивах, имеются все основания предполагать, что возникновение таких сложных массивов связано с процессами контаминации и габбридизации гранитной магмы.

Возраст южноджунгарского комплекса датировался в связи с тем, что гранитоиды с повышенной щелочностью прорывают нижнепермские отложения и присутствуют в гальке базальных конгломератов верхней перми (г. Дигерес, Г. В. Нехорошев, 1954). Вместе с тем детальное изучение интрузий, их взаимоотношений между собой и с вмещающими толщами, проводившееся нами в течение ряда лет в восточной части региона в связи с крупномасштабной геологической съемкой и на всей остальной территории Южной Джунгарии в связи с тематическими исследованиями, дают основание для несколько иных выводов.

По нашим представлениям все верхнепалеозойские интрузивно-экструзивные образования (катутауского и южно-джунгарского комплексов) относятся к одному сложному вулкано-плутоническому комплексу, в составе которого выделяются следующие две группы:

1. Диориты и габбро-диориты (андезиты и андезито-базальты).
2. Граниты и грано-диориты (липариты и липарито-дациты).

В составе второй группы выделяются две подгруппы: а) простые (недифференцированные) гранитные — гранодиоритовые субвулканические интрузии; б) сложнодифференцированные и контаминированные многофазные субвулканические интрузии с дифференциатами от оливиновых габбро- и габбро-норитов до монцонитов и гранитов.

Рассмотрим некоторые наиболее характерные примеры интрузивно-экструзивных массивов, относящихся к отдельным группам данного комплекса.

### Тектурмасский массив

Тектурмасский массив, являющийся ярким примером сложнодифференцированной многофазной интрузии, вытянут вдоль северо-восточного фаса гор Катутау более чем на 20 км при ширине от 2 до 5 км. Площадь массива составляет 52 кв. км. С юго-востока массив контактирует с верхнепалеозойскими вулканогенно-терригенными поро-

дами Катутауской брахисинклинали. С остальных сторон интрузивные породы перекрываются современными отложениями Басчийской долины.

Интрузивный характер контакта доказывается зоной эндоконтактных роговиков и ороговикованных вулканогенных пород, извилистой линией интрузии с отдельными языками и апофизами, далеко проникающими во вмещающие породы, а также крупными ксенолитами и останцами вулканогенных вмещающих пород в теле интрузивного массива.

Массив неоднороден в петрохимическом отношении. Северная и центральная его части сложены преимущественно дифференцированным комплексом пород ранней фазы, представленным оливиновым габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, до диоритов и кварцевых диоритов включительно. Все перечисленные разности пород связаны между собой постепенными переходами. В виде небольших неккообразных тел среди упомянутых пород первой фазы встречаются граносиениты и монцониты второй фазы. Особое место занимает наиболее юная среди изверженных пород экструзия липаритов (кварцевых порфиров), прорывающая габбро-диориты Центрально-тектурмасского поля. Меловой возраст этой интрузии, определенный аргоновым методом (Кляровский и Фремд, 1963) ставит под сомнение ее принадлежность к верхнепалеозойскому интрузивному комплексу и скорее дает основание рассматривать ее в связи с более поздней вулканической деятельностью.

Южная часть Тектурмасского массива более однородна по своему составу. В основном она сложена связанными между собой постепенными переходами монцонитами, граносиенитами и щелочными микрогранитами второй фазы. Лишь в виде отдельных пятен на юге массива сохраняются габбро-диориты и диориты первой фазы. Петрографическое описание пород для всех охарактеризованных субвулканических массивов приводится в следующей главе.

### Кызылчекинский массив

Кызылчекинский массив расположен в восточной части гор Катутау, в нескольких километрах к юго-востоку от родника Чеболайбулак. Массив отличается неправильной конфигурацией, обусловленной многочисленными ответвлениями — апофизами во вмещающие породы. Поверхность массива имеет сравнительно мягкий холмисто-увалистый рельеф с абсолютными отметками порядка 1250—1300 м и относительными превышениями от 30 до 100 м. Несмотря на правильные очертания наблюдается общая вытянутость (ориентировка) массива в северо-западном направлении, совпадающая с направлением простирания вмещающих пород.

Вмещающие породы — андезиты, андезито-базальты и их туфы относятся к верхам катутауской свиты. В районе интрузии они слагают восточное крыло пологой куполовидной складки с падениями пластов в восточных и юго-восточных румбах под углом 15—30°.

Контактовый метаморфизм вмещающих пород проявляется лишь в слабом их ороговиковании. В большей степени ороговикование проявляется с юго-восточной стороны интрузии, где линия сравнительно пологого контакта ориентирована параллельно простиранию вмещающих пород. С северо-западной стороны массива, в связи с крайне неровной линией контакта и крутыми его углами, контактовый метаморфизм почти не наблюдается.

Петрографический состав интрузии отличается большим разнообразием, обусловленным процессами дифференциации и взаимодей-

ствием магматических продуктов различных фаз. Южная и юго-восточная части массива сложены темно-серыми иногда сильно выветрелыми крупно- и среднезернистыми габбро-диоритами и диоритами первой фазы. В юго-западной части развиты преимущественно кварцевые монцониты и щелочные микрограниты второй фазы. Северная часть массива сложена преимущественно красными микрогранитами второй фазы, переходящим в периферических частях в плагиогранит-порфиры, плагиосиенит-порфиры и фельзит-порфиры. Габбро-диориты первой фазы встречаются лишь в виде небольших участков, довольно резко отделяющихся от пород второй фазы. На севере и северо-западе массива особенно определенно выражен близповерхностный характер интрузии. Здесь наблюдаются небольшие интрузивно-экструзивные тела, в которых хорошо прослеживаются переходы от полнокристаллических микрогранитов (главным образом в центральных частях или на вершинах сопок) к крупнокристаллическим плагиосиенит-порфирам и флюидальным фельзит-порфирам, развивающимся на периферии.

### Ашибастауский массив

Ашибастауский массив в виде узкого клина картируется на юго-восточной окраине гор Катутау, пространственно и генетически подчиняясь разлому, отделяющему горный массив от Илийской впадины.

Морфологически массив представляет собой невысокий, достаточно расчлененный хребет, переходящий на западе в холмисто-увалистый мелкосопочник палеозойского фундамента, а на востоке — крутообрывающийся в Илийскую депрессию. Длина массива около 5 км, максимальная ширина — 800—950 м.

В строении массива принимают участие породы второй фазы интрузивного комплекса. Наибольшим распространением пользуются щелочные микрограниты и микрогранит-порфиры, а также кварцевые монцониты. На отдельных участках наблюдаются переходы микрогранитов в фельзиты и фельзит-порфиры. Иногда эти породы образуют апофизы и дайки, отходящие от тела интрузии.

### Ушкызыльский массив

Ушкызыльский массив расположен в центральной части гор Катутау. Массив картируется в виде узкой вытянутой в субмеридиональном направлении линзы, лежащей на тектоническом нарушении того же простирания. Длина интрузии 1750 м, максимальная ширина 300 м. Площадь около 0,33 кв. км.

Вмещающими интрузию являются вулканогенно-молассовые породы конуроленской свиты. С западной стороны массива контакт интрузивных и вмещающих пород пологий (угол 10—25°), в связи с чем довольно отчетливо проявляется ореол ороговикования шириной 500—700 м. Восточный контакт — тектонический. Вдоль разлома интрузия приподнята относительно вмещающих пород на 100—120 м. Тектонический характер контакта подтверждается наличием брекчированных пород, а также явлениями эпидотизации, окварцевания и медной минерализации.

В петрографическом отношении массив, в отличие от ранее описанных, характеризуется однородным составом. Он сложен желтовато-розовыми или мясо-красными среднезернистыми щелочными гранитами. Под микроскопом порода состоит из крупных зерен кварца, ксеноморфных зерен калишпата — микропертита и крупных таблиц уралитовой роговой обманки, развивающейся по пироксену. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

### Костальский массив

Костальский интрузивный массив расположен на северном склоне гор Коктас и Дувантау. В плане массив имеет линейно вытянутую форму, ориентированную в северо-восточном направлении, согласно с простиранием вмещающих пород. В длину массив достигает 20 км при максимальной ширине около 4 км.

Характер поверхности массива до некоторой степени отражает его внутреннее строение: южная, возвышенная часть массива, сложена плотными эффузивного облика гранит-порфирами (гранофирами), переходящими в кварцевые порфиры, образующими краевую фацию интрузии. Северная часть с более спокойным, сглаженным рельефом сложена менее устойчивыми к процессам выветривания крупно- и среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами.

Контакт с вмещающими породами нижнего карбона прямолинейный, круто уходит на глубину. На хорошо обнаженных участках по логам Кайчи и Костал плоскость контакта падает под вмещающие породы под углом около 70°. Приконтактовые изменения незначительны и выражены главным образом нешироким ореолом экзоконтактовых ороговикованных пород. В эндоконтакте наблюдается более мелкозернистая, вплоть до афанитовой, структура гранитоидов.

### Придорожный массив

Гранодиоритовый массив Придорожный откартирован в центральной части Катутау неподалеку от грунтовой дороги. Конуролен — Айдарлы. Массив отличается неправильной конфигурацией, обусловленной раздувами и ответвлениями (апофизами) во вмещающие породы. Его площадь составляет около 1,5 кв. км. Поверхность массива имеет мягкий рельеф с относительными превышениями порядка 30—80 м. Массив расположен на контакте айнабулакской и катутауской свит и окружен нешироким ореолом ороговикованных пород, свидетельствующих о крутых контактах.

Массив сложен розовато-серыми неравномернозернистыми порфировидными гранодиоритами. Под микроскопом порода состоит из мелких зерен кварца, ксеноморфных зерен калишпата-микропертита, крупных таблиц плагиоклаза-андезина и уралитовой роговой обманки, развивающейся по пироксену. Структура породы гипидиоморфнозернистая, порфировидная.

### Атыджекская группа и Опанский массив

К Атыджекской группе относится ряд небольших штокообразных и дайкообразных тел габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов, развитых в центральной части гор Атыджек под контролем крупного разлома северо-западного направления. Наиболее крупное тело диорита неправильной конфигурации, вытянутое в направлении разлома, имеет площадь около 1 кв. км. Площадь остальных выходов в сумме не превышает 0,6 кв. км.

Опанский массив, в петрографическом отношении сходный с Атыджекскими массивами, расположен в юго-восточной части гор Катутау. Он картируется в виде двух сравнительно небольших штоков. По геофизическим данным (аэромагнитная съемка м-ба 1 : 10 000 000) эти штоки являются выходами крупного интрузивного массива, линейно вытянутого в северо-восточном направлении на 20—22 км при ширине около 4 км.

Отмеченные штоки сложены массивными габбро-диоритами, которые, как показали наблюдения в глубоко врезанных саях, переходят

через кварцевые диориты в монцониты и кварцевые монцониты. Подобные переходы описаны и на других территориях (Г. М. Фремд и др., 1962). Приконтактовые изменения проявляются в виде неширокого ореола экзоконтактовых роговиков.

### Некоторые другие интрузии

Массивы габброидных пород обычно небольших размеров и штокообразной формы встречаются в гг. Чулак, Дигерес, Матай, где они впервые подробно описаны Г. В. Нехорошевым (1964). В г. Чулак небольшой массив площадью 0,75 кв. км встречен в логу Лейдыбей в 6 км к юго-востоку от села Карашокы. Массив прорывает андезитовые порфириты верхнего карбона. Для него характерны резкие крутопадающие контакты. Габброиды, слагающие массив, представляют темные среднезернистые породы, состоящие из плагиоклазов, амфибола и небольшого количества ромбического пироксена.

В г. Дигерес известен довольно крупный габбро-диабазовый массив в районе высоты 1837. Длина этого массива 4 км, ширина 480 м. Массив имеет рвущий контакт с вулканогенными толщами верхнего карбона. Габбро-диабазы представляют собой зеленовато-серые породы, состоящие из основных плагиоклазов — лабрадора или битовнита, соссюритизированного и серицитизированного пироксена, уралита и роговой обманки.

В тех же районах широким распространением пользуются гранитные массивы. Отметим лишь некоторые из них. На южном склоне г. Чулак в 2 км от высоты 1100 картируется массив гранодиоритов с площадью выхода 0,3 кв. км. Гранитоиды прорывают андезиты среднекаменноугольного возраста и вулканогенно-осадочные толщи верхнего карбона; небольшой массив гранодиоритов с переходами к сиенит-диоритам и кварцевым диоритам расположен на южном склоне г. Чулак, к югу от высоты 1625 м; крупный гранодиоритовый массив, занимающий площадь 9 кв. км, зафиксирован на южном склоне г. Дигерес, к юго-востоку от высоты 1911. Массив прорывают андезитовые порфириты нижнекаменноугольного возраста. Два довольно крупных массива кварцевых диоритов расположены в г. Чулак в верховьях сая Тайгак и среднем течении сая Чулак-Джигда. Площади этих массивов соответственно 7 и 1,5 кв. км. Крупный массив аляскитовых гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов расположен в г. Чулак, в районе высоты 1626,5. Площадь массива около 10 кв. км. Вмещающие туфы кислых эффузивов нижней перми по восточному контакту массива превращены в биотитовые роговики. Далее от контактов вмещающие породы серицитизированы и карбонатизированы; массив аляскитовых гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов в г. Чулак у высоты Кызыл-Сарыкой имеет площадь выхода около 11 кв. км. Вмещающие нижнепермские эффузивы окварцованы и турмалинизированы; массив аляскитовых гранитов и граносиенитов в верховьях р. Тайгак (г. Чулак) имеет площадь выхода 4 кв. км; еще один массив в г. Чулак у высоты 1100 м сложен гранитами и граносиенитами. Он вытянут на 2,5 км при ширине 500 м; в г. Дигерес в верховьях р. Талды шток граносиенитов площадью 0,5 кв. км прорывает осадочно-вулканогенные отложения верхнего карбона, а также габбро-диабазы катутауского комплекса; в г. Матай Г. В. Нехорошевым отмечается 21 массив площадью от 0,1 до 6 кв. км; в г. Калканы наблюдается массив гранитов площадью в 12 кв. км. Массив прорывает породы верхнего карбона и нижней перми; в г. Кызыл-Джар известен очень крупный массив биотитовых гранитов и аляскитов, прорывающих осадочные породы намюра-среднего карбона. Площадь массива —

56 кв. км. Центральная его часть сложена аляскитами, а краевая — биотитовыми и аплитовидными гранитами. Изменение вмещающих пород выразилось в ороговиковании (Нехорошев, 1956).

## Выводы

Таким образом, палеовулканологические реконструкции, широко проведенные на территории Южной Джунгарии, позволили выделить несколько морфогенетических типов палеовулканов, дающих ясное представление о характере верхнепалеозойской вулканической деятельности. Особенно показательны в этом отношении трещинные и центральные полигенные вулканы катмайского или пелейского типа (Айнабулакский трещинный вулкан, Койбынский вулкан, Архарлинское вулканическое нагорье), андезитовые стратовулканы везувиано-стромболианского типа (Конуроленский, Алтынэмельский и другие стратовулканы), андезито-базальтовые щитовые вулканы в горах Катутау и Долантау. Применение разнообразных методов палеовулканологического анализа (в особенности методов изучения фаций и мощностей) в сочетании с методами петрографического анализа позволили прийти к заключению о близко-одновременной деятельности всех трех морфогенетических типов вулканов и о несостоятельности, таким образом, представлений о цикличности вулканической деятельности с закономерно прогрессирующим изменением состава изверженных пород.

Структурно-геологическое положение вулканов и субвулканов, рассмотренное в настоящей главе, приуроченность их к одним и тем же дизъюнктивным нарушениям, указывает на комагматическую связь между вулканическими и плутоническими образованиями.

# КАТАЛОГ

## ПАЛЕОВУЛКАНОВ И ИХ НЕККОВ ЮЖНО-ДЖУНГАРСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

(Нумерация в каталоге соответствует нумерации на схеме — рис. III—1)

| № п/п и на схеме | Местоположение | Тип вулканической постройки | Геологическая позиция |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1 | Восточная оконечность Чу-Илийских гор | Субвулкан | В строении субвулкана принимают участие граниты, гранит-порфиры верхнепермского возраста. Форма — штокообразная, размер 4×5 км. Вмещающие породы представлены среднедевонскими гранитоидами |
| 2 | В 35 км к СЗ от пос. Илийск | Некк | Некк выполнен липаритами. Вмещающие породы представлены пермскими пирокластами кислого состава |
| 3 | В 28 км к СЗ от пос. Илийск | » | В строении некка принимают участие липариты; вмещающие породы представлены пермскими пирокластами кислого состава |
| 4 | В 12 км к западу от пос. Илийск | » | Среди пермских пирокластов кислого состава 2 некка, выполненных липаритами. Форма некков штокообразная, размер — 0,6×0,8 км |
| 5 | Капчагайское ущелье | Субвулканы | В строении субвулканов принимают участие граносиенитпорфиры и гранит-порфиры, переходящие на отдельных участках в липариты и трахилипариты. Известно два субвулкана, имеющих штокообразную форму. Размер штоков до 2×4 км. |
| 6 | Чингельды | Некки | Целая серия некков, представленных липаритами и фельзитами. Вмещающие их отложения относятся к конуроленской (андезиты, андезито-базальты и их пирокласты, реже туфопесчаники и туфы смешанного состава) и катутауской (игнимбриты дацито-липаритов в переслаивании с туфопесчаниками, туфами смешанного состава, реже андезитами и их пирокластами) свитам. Как породы жерловой фации, так и вмещающие эффузивно-пирокластические образования обеих свит интенсивно изменены (превращены во вторичные кварциты). Вследствие глубокой гидротермальной переработки пород и слабой обнаженности размеры некков не определены. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 7—9 | г. Кокшеель | Полигенный стратовулкан | Среди отложений долантауской свиты картируется сложный полигенный стратовулкан, возникший в долантауское время. Вулканическая постройка интенсивно размыта и к настоящему времени сохранилась лишь ЮВ ее часть, имеющая в плане подковообразную форму. В строении вулканической постройки, обнаженной на площади 16×4 км, принимают участие переслаивающиеся между собой андезиты, андезитобазальты и их пирокласты. Породы имеют падение на Ю—ЮВ в сторону, противоположную от предполагаемого центра. В первоначальном виде основание вулкана имело диаметр около 30—35 км. В теле вулкана, а также и в породах фундамента известна целая серия некков кислого, щелочного и среднего состава. Форма их обычно штокообразная, реже — дайкообразная. |
| 7 | г. Кокшеель | Субвулкан | Субвулкан представляет собой штокообразное тело размером до 1 км в поперечнике, выполненное липаритами и гранит-порфирами, связанными друг с другом постепенными переходами. Вмещающие отложения представлены осадочно-пирокластическими образованиями долантауской свиты и андезитами, которые залегают в одном из жерл (8) стратовулкана. |
| 8 | г. Кокшеель | Некк | Размер некка — до 6 км в диаметре. В строении некка принимают участие андезиты. |
| 9 | г. Кокшеель | Силл (?) | На склоне описанного выше (7—9) стратовулкана картируется силлоподобное тело трапилипаритов. Размер — 2,5×1 км. Вмещающие породы представлены андезитами, андезито-базальтами и их пирокластами, принимающими участие в строении стратовулкана. |
| 10 | г. Ашудасты | Некк | Некк выполнен фельзитами и липаритами. Вмещающие породы представлены игнимбритами дацито-липаритов катутауской свиты |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 11 | г. Жельдыкора | Некк | Среди андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов конуроленской свиты картируется штокообразное тело липаритов, переходящих в гранитпорфиры. Размер 0,8×1,5 км. |
| 12 | г. Жельдыкора | Некк | Штокообразное тело липаритов среди андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов конуроленской свиты |
| 13 | г. Жельдыкора | Субвулкан | Среди отложений конуроленской (андезиты, андезито-базальты и их пирокласты) и катутауской (игнимбриты дацито-липаритов и липаритов в переслаивании с туфопесчаниками и туфами смешанного состава) — экструзивное тело липаритов. Форма неправильная |
| 14—16 | г. Жельдыкора | Вулканы ареального типа | Мощная толща переслаивающихся андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов в составе конуроленской свиты. Центры излияний (не менее трех) выражены неотчетливо |
| 17 | г. Жельдыкора | Некк | Штокообразное тело андезитов среди андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов конуроленской свиты. Размеры не установлены |
| 18 | г. Аркалык | Стратовулканы | Линзообразное тело переслаивающихся андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов в составе отложений долантауской свиты. Отдельные центры излияний в современном срезе картируются в виде мелких (до 0,8×1,5 км) штокообразных тел, представленных микродиоритами и диоритовыми андезитами |
| 19 | г. Аркалык | Некк | Штокообразное тело андезитов среди андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов конуроленской свиты |
| 20 | г. Аркалык | Вулканы ареального типа | Мощная толща чередующихся андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов в составе конуроленской свиты |
| 21—22 | хр. Котуркаин | Субвулканы | Штокообразные тела микродиоритов среди силурийских отложений. Размеры штоков обычно не превышают 0,5—2 км в поперечнике |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 23—27 | хр. Кутуркаин | Некки, силлы | Целая серия штокообразных и силлоподобных тел липаритового состава среди визе-намюрских кислых эффузивов и их пирокластов. Возраст некков и пластовых залежей также визе-намюрский |
| 28 | хр. Котуркей | Субвулкан | Субвулканическое тело микрогранитов и гранит-порфиров (диаметром до 2 км) среди визе-намюрских кислых эффузивов и их пирокластов |
| 29 | г. Жалгызагаш | Субвулкан | Среди отложений долантауской, айнабулакской, конуроленской и катутауской свит — штокообразное тело микрогранитов и гранит-порфиров. Размер штока 5×1 км |
| 30 | г. Жалгызагаш | Куполовидный вулкан | Изометрично-округлое тело слабо стратифицируемых андезитов и их пирокластов среди осадочно-пирокластических отложений конуроленской свиты |
| 31 | г. Жалгызагаш | Стратовулкан | В составе отложений долантауской свиты, представленных песчаниками и конгломератами, картируется линзообразное тело андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов с реликтовой конусовидной формой |
| 32 | г. Жалгызагаш | Субвулканы | Мелкие штоки гранитов, гранит-порфиров среди силурийских отложений. |
| 33 | хр. Малайсары | Некк | В строении некка принимают участие фельзиты. Вмещающие отложения представлены кислыми пирокластами катутауской свиты |
| 34 | хр. Малайсары | Стратовулкан | Среди туфопесчаников и туфов смешанного состава конуроленской свиты картируются андезиты, андезито-базальты и их пирокласты, пользующиеся локальным развитием в районе сая Кызыл кайнар. Форма постройки — реликтовая конусовидная |
| 35 | хр. Малайсары | Диатрема | В строении диатремы принимают участие игнимбриты и туфы трахилипаритов. Вмещающие породы представлены игнимбритами дацито-липаритов в переслаивании с песчаниками и туфопесчаниками, относящимися к кузгунской свите |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 36 | хр. Малайсары | Некк | Форма некка округлая, диаметр около 0,8—1 км. В строении некка принимают участие слабо флюидальные дацито-липариты, которые превращены во вторичные кварциты. Вмещающие отложения представлены песчаниками, алевролитами, реже туфами смешанного состава (достарская свита), а также игнимбритами дацито-липаритов и трахилипаритов (кузгунская свита) |
| 37 | хр. Малайсары | Ареального типа | Среди конгломератов и песчаников достарской свиты — мощная линза андезито-базальтов с редкими прослоями туфов среднего и основного состава |
| 38 | г. Малайсары | Некк | Побочный кратер в пределах отмеченного выше вулкана (37), выполненный андезито-базальтами. |
| 39 | г. Малайсары | Стратовулкан | В нижней части кузгунской свиты — мощная линза слоистых андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов. Форма — реликтовая конусовидная. |
| 40—41 | г. Малайсары | Некки | Некки тонкофлюидальных фельзитов и липаритов отчетливо фиксируются среди существенно кислых пирокластов катутауской и кузгунской свит благодаря вертикальной ориентировке флюидальности. Размеры некков не установлены |
| 42 | г. Малайсары | Некк | В строении некка принимают участие калишпатизированные андезиты, с одной стороны, с другой (более молодые) фельзиты и дацито-липариты. Вмещающие породы представлены игнимбритами дацито-липаритов в переслаивании с туфопесчаниками, гравелитами — туфами смешанного состава (кузгунская свита), а также песчаниками и туфопесчаниками, реже конгломератами достарской свиты. Размер некка 3×2 км |
| 43 | г. Малайсары | Ареального типа | Мощная линза андезито-базальтов (реже встречаются маломощные прослои туфов среднего состава) среди конгломератов и песчаников достарской свиты |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 44 | г. Малайсары | Некк | Штокообразное тело липаритов и тонкофлюидальных фельзитов среди песчаников и туфопесчаников, туфов смешанного состава достарской свиты |
| 45—46 | г. Майтобе | Некки | Штокообразные тела липаритов среди отложений достарской свиты |
| 47 | г. Майтобе | Некк | Штокообразное тело диоритовых андезитов среди отложений достарской свиты. Размер штока около 0,5 км в поперечнике |
| 48 | г. Майтобе | Некк | Штокообразное тело липаритов среди пермских пирокластов кислого состава |
| 49 | г. Майтобе | Некк | Штокообразное тело липаритов среди пермских андезитов и их пирокластов |
| 50 | г. Архарлы | Некк | Липариты и фельзиты, слагающие некк имеют отчетливо рвущие контакты с кислыми эффузивами и их пирокластами катутауской свиты |
| 51 | г. Архарлы | Стратовулкан | Сильно размытая вулканическая постройка центрального типа, в строении которой принимают участие андезиты и их пирокласты. Широко развиты в этом районе и мелкие субвулканические тела различного состава (от андезитов до трахилипаритов), закупорившие поточные жерла. Возникновение вулкана относится к конуроленскому времени |
| 52 | г. Архарлы | Стратовулкан | Сильно размытая, полигенная вулканическая постройка, возникшая в конуроленское время. Остатки конуроленского конуса, в строении которого принимают участие андезиты, андезито-базальты и их пирокласты, сохранились в составе существенно вулканогенно-молассовой толщи конуроленской свиты. После довольно длительного перерыва (либо ослабление активной вулканической деятельности) на месте размытого конуса в кузгунское время происходит формирование более крупного конуса, образованного также переслаиванием андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 53 | г. Архарлы | Диатрема | Среди отложений катутайской и конуроленской свит — воронкообразное тело (диаметром около 0,7—0,8 км), выполненное игниспумитами дацито-липаритов и туфоагломератами (в центре) того же состава |
| 54—55 | г. Архарлы | Некки | Микродиориты и андезито-базальты слагают мелкие штокообразные тела среди отложений кузгунской, катутауской и конуроленской свит |
| 56 | г. Архарлы | Некк Кызылчеку | Фельзиты и липариты с отчетливо выраженной вертикальной флюидальностью среди отложений катутауской и кузгунской свит |
| 57—58 | Сев. склоны гор Дигерес и Матай | Некки | Мелкие штокообразные тела андезитов и андезито-базальтов среди существенно вулканогенно-молассовых отложений достарской свиты |
| 59 | г. Чулак | Стратовулкан | Мощная линза андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов в составе отложений конуроленской свиты, представленных песчаниками, туфопесчаниками, туфами смешанного состава. Форма линзы в разрезе реликтовая, конусовидная. |
| 60 | г. Чулак | Куполовидный вулкан | Слабо стратифицированные андезиты, андезито-базальты (реже их пирокласты) среди отложений конуроленской и катутауской свит. Наряду со значительной мощностью (до 600—700 м) пользуются локальным распространением |
| 61 | г. Чулак | Ареального типа | Среди отложений катутауской свиты — локальные участки андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов значительной мощности (до 800 и более м). Центры излияний достоверно не устанавливаются |
| 62 | г. Чулак | Некк | Среди отложений катутауской свиты — штокообразное тело липаритов. Размер — около 0,3—0,5 км |
| 63 | г. Чулак | Некк Карачеку | Породы некка представлены фельзитами и липаритами, вмещающие породы андезито-базальтами, игнимбритами дацито-липаритов |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 64 | г. Чулак | Ареального типа | В составе отложений катутауской и кузгунской свит (существенно пирокласты кислого состава) — неправильной формы линзы андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов; мощность значительная — до 500—700 м |
| 65 | г. Дигерес | Некк | Штокообразное тело липаритов, размеры — до 0,6 км в поперечнике. Вмещающие породы представлены главным образом пирокластами кислого состава кузгунской свиты |
| 66 | г. Дигерес | Некк | Штокообразное тело липаритов среди пирокластов кислого состава кузгунской свиты. Размер — 0,7×2 км |
| 67 | г. Дигерес | Некк | Штокообразное тело липаритов среди существенно осадочно-вулканогенных отложений конуроленской свиты. Размер около 1×1 км |
| 68 | г. Дигерес | Некк | Штокообразное тело микродиоритов, переходящих на периферии в андезиты. Вмещающие породы представлены существенно кислыми пирокластами катутауской и кузгунской свит. Размеры — до 1,5 км в поперечнике. |
| 69 | г. Дигерес | Полигенный стратовулкан | В составе отложений айнабулакской, конуроленской, катутауской и кузгунской свит — сложной формы линзы чередующихся андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов суммарной мощностью около 1200 м. В разрезе форма реликтовая, конусовидная |
| 70 | г. Матай | Некк | Среди отложений айнабулакской и долантауской свит — штокообразное тело липаритов, переходящих на отдельных участках в микрограниты. Размеры — до 1,5 км в поперечнике |
| 71 | г. Матай | Силл | Силлоподобное тело, в плане подковообразной формы, липаритов среди отложений долантауской свиты. Размеры — до 1,5—2 км в поперечнике |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 72 | Перевал Алтынэмель | Субвулкан | Штокообразное тело граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, переходящих к периферии в липариты и трахилипариты. Размер 2×3,5 км. Очевидно, этот шток можно рассматривать как центральное жерло долантауского стратовулкана |
| 73 | г. Матай | Субвулкан | Среди отложений куарасанской и долантауской свит — субвулканическая интрузия гранитов и гранит-порфиров |
| 74 | г. Калканы | Вулкан ареального типа | В верхней части достарской свиты — чередование андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов |
| 75 | г. Калканы | Некк | Штокообразное тело тонкофлюидальных липаритов и сферолит-порфиров среди отложений кузгунской свиты |
| 76 | г. Калканы | Стратовулкан | Линзообразная залежь андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов в составе отложений конуроленской свиты |
| 77 | г. Калканы | Субвулкан | Субвулканическая интрузия гранит-порфиров, граносиенит-порфиров; участками наблюдается переход в липариты и трахилипариты. Вмещающие отложения представлены вулканогенно-осадочными образованиями конуроленской свиты и существенно пирокластами кислого состава катутауской свиты. Размер до 5 км в поперечнике |
| 78 | г. Калканы | Некк | Среди отложений кузгунской и достарской свит — штокообразное тело андезитов; размер — до 0,6 км в поперечнике |
| 79 | г. Катутау | Некк | Среди отложений катутауской свиты штокообразное тело трахилипаритов и липаритов, размер около 0,8 км в поперечнике |
| 78 | г.Катутау | Некк | Штокообразное тело (около 1 км в поперечнике) андезитов среди отложений катутауской свиты |
| 81 | г. Катутау | Курумский некк | Грубофлюидальные игнимбриты липаритового состава среди отложений кузгунской свиты; размер 1,5×2 км |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 89 | г. Катутау | Субвулкан | Штокообразное тело липаритов и гранит-порфиров (размер 0,5×2 км) аналогичных Тактурмасскому субвулкану. Вмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и туфами смешанного состава конуроленской свиты, а также игнимбритами дацито-липаритов и липаритов катутауской свиты |
| 90 | г. Катутау | Кызылчекинский стратовулкан | Картируется в нижней части кузгунской свиты. Строение стратовулкана, сложенного андезитами и их туфами не выяснено, так как большая часть его погребена под современными отложениями Илийской депрессии |
| 91 | г. Катутау | Еккульский силл | В строении силла принимают участие флюидальные фельзиты. Вмещающие породы представлены игнимбритами дацито-липаритов, липаритов и трахи-липаритов, чередующихся с туфопесчаниками и туфами смешанного состава (катутауская и кузгунская свиты). Ширина — до 500 м. Длина — до 7 км |
| 92 | г. Катутау | Ашибастауский стратовулкан | В строении вулкана принимают участие андезиты, андезито-базальты и их пирокласты, картируемые в верхней части кузгунской свиты; отчетливо выражена реликтовая конусовидная форма вулкана |
| 93 | г. Катутау | Ашибастауский некк | В центральной части Ашибастауского стратовулкана отчетливо картируется основное жерло вулкана, выполненное фельзитами и сферолит-порфирами с четко выраженной вертикальной флюидальностью; ориентировка ее беспорядочная. Размеры некка — 2×3 км |
| 94 | г. Катутау | Субвулкан | В строении субвулкана принимают участие микрограниты и микрограносиениты, в краевой и апикальной частях переходящие в липариты и трахилипариты. Форма воронкообразно-дайкообразная. Размер 5× 1 км |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 95 | г. Катутау | Некки | Целая серия паразитических жерл на склонах Ашибастауского вулкана выполнена андезитами и андезито-базальтами. Размеры — до 0,5 км в поперечнике, обычно 0,1—0,2 км |
| 96 | г. Катутау | Карачекинский стратовулкан | Картируется в верхней части катутауской свиты. Стратовулкан, в строении которого принимают участие андезиты, андезито-базальты и их пирокласты, почти полностью разрушен. Сохранилась лишь сильно эродированная южная часть вулканического конуса. Центры излияний и эксплозивных выбросов довольно отчетливо фиксируются лавоподводящими каналами, выполненными на современном эрозионном срезе габбро-диоритами, переходящими в андезито-базальты |
| 97 | г. Катутау | Субвулкан | Одно из жерл (1,5×0,7 км) Карачекинского стратовулкана выполнено габбро-диоритами, в краевой части постепенно переходящими в андезито-базальты |
| 98 | г. Атыджек | Некк | Штокообразное тело липаритов среди отложений конуроленской свиты. Размер до 0,8 км в поперечнике |
| 99 | г. Атыджек | Некк | Штокообразное тело андезитов и андезито-базальтов среди отложений конуроленской свиты. Размер — до 0,4 км в поперечнике |
| 100 | г. Атыджек | Койбынский вулкан | В строении вулкана принимают участие слабо стратифицированные андезиты, андезито-базальты и их пирокласты, а также липариты и их пирокласты. Многочисленные жерла выполнены как андезитами и андезито-базальтами, так и липаритами. Наиболее вероятно, что тип вулкана — куполовидный, полигенный. |
| 101 | г. Суаттау | Некк | Среди отложений Борохудзирской свиты — штокообразное тело липаритов. Размеры не установлены. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 82 | г. Катутау | Тектурмасский субвулкан | Штокообразное тело липаритов и гранит-порфиров (размер до 2—2,5 км в поперечнике) среди верхнепермских гранитоидов |
| 83 | г. Катутау | Конуроленский стратовулкан | Среди отложений конуроленской свиты линзообразная залежь переслаивающихся андезитов, андезитобазальтов и их пирокластов; в разрезе устанавливается реликтовая конусовидная форма. Центр изменений и эксплозий отчетливо фиксируется радиальными дайками андезитов и андезитобазальтов |
| 84 | г. Катутау | Майский некк | В теле конуроленского стратовулкана экструзивный купол андезитов и микродиоритов — до 0,5 км в диаметре |
| 85 | г. Катутау | Северный некк | В теле конуроленского стратовулкана — воронкообразное тело тонкофлюидальных фельзитов; ориентировка флюидальности совпадает с внешними контурами некка; падение ее (угол 50—60°) к центру некка; в центральной части некка ориентировка флюидальности беспорядочная (угол падения приближается к 90°). Размеры 0,7×1 км, форма удлиненно-округлая |
| 86 | г. Катутау | Южная группа некков | Целая серия штокообразных, реже силлоподобных тел тонкофлюидальных липаритов среди осадочно-вулканогенных отложений (туфопесчаники, песчаники, туфы смешанного состава) конуроленской свиты. Размер некков — до 0,5 кг в поперечнике |
| 87 | г. Катутау | Ташкумырсайский стратовулкан | В верхней части катутауской свиты картируется мощная (до 600 м) линза андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов; характерна реликтовая конусовидная форма постройки |
| 88 | г. Катутау | Силл | В теле Ташкумырсайского вулкана — сложной конфигурации силл липаритов и игнимбритов липаритового состава, на отдельных участках переходящих в гранит-порфиры и микрограниты |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 102 | г. Долантау | Щитовидный вулкан | В составе отложений долантауской свиты — чередование андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов. Целая серия лавоподводящих каналов центрального типа выполнена андезитами и гиалоандезитами |
| 103 | г. Долантау | Некк | Среди кислых эффузивов борохудзирской свиты—лавоподводящий канал центрального типа (размеры около 0,4 км в поперечнике), выполненный фельзит-порфирами, сферолит-порфирами |
| 104 | г. Долантау | Борохудзирский вулкан трещинного типа | Среди андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов (относимых к девонской системе) картируется дайкообразный вулкан (размеры 6×1 км), в строении которого принимают участие липариты и их пирокласты (возраст вулкана также девонский) |
| 105 | Правый берег р. Хоргос | Субвулкан | Субвулканическая интрузия гранит-порфиров, микрогранитов, характеризующаяся приуроченностью к контакту силурийских и среднекаменноугольных толщ |

# ЧАСТЬ II

# ПРОДУКТЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

## Глава IV

# ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПРОДУКТОВ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Как видно из описаний вулканогенных толщ, а также палеовулканов, их некков, силлов и даек, приведенных в предыдущих главах, продукты верхнепалеозойской вулканической деятельности отличаются весьма сложным и разнообразным составом. Выделяется обширная группа кислых пород, соответствующая липаритам, трахилипаритам и липарито-дацитам, а также группа средних и основных пород, соответствующая андезитам и андезито-базальтам. Эти две группы пород, хотя и встречаются совместно и принимают приблизительно одинаковое участие в строении вулканогенных свит, не связаны между собой кровным родством и возникли в результате деятельности самостоятельных, расположенных, по всей вероятности, на различных глубинах и находящихся на различной стадии эволюции магматических очагов.

В группе средних и основных пород различаются эффузивные и пирокластические фации, образующие покровы и потоки и экструзивные фации, слагающие некки, силлы и дайки. Породы, относящиеся к этим фациям, весьма сходны по своему облику и петрографическому составу. Их диагностика требует, наряду с микроскопическими методами, специальных полевых наблюдений.

Кислые породы, встречающиеся в виде покровов и потоков, относятся к эффузивно-пирокластической фации, представленной игнимбритами и игниспумитами, поскольку выделение самостоятельных эффузивной и пирокластической фаций почти невозможно и методически было бы неправильно. Экструзивные фации кислых пород отличаются рядом признаков, позволяющих без особого труда отделить их от эффузивно-пирокластических. Вместе с тем, всегда приходится учитывать, что игнимбриты и игниспумиты, встречающиеся главным образом в виде покровов и потоков, в отдельных случаях слагают экструзивные тела — некки, дайки и силлы.

В составе рассматриваемой вулканогенной формации участвуют также вулканогенно-осадочные породы: песчаники, туфо-песчаники, туфы смешанного состава, туфо-брекчии и туфо-агломераты, принадлежность которых к нормально-осадочным или пирокластическим образованиям не всегда решается однозначно. Значительная часть из них относится к вулканогенно-молассовой формации, в составе которой особенно широким распространением пользуются лахаровые брекчии. Широкое развитие этих пород, впервые установленное для Южной Джунгарии (Фремд, 1963), подтверждается в настоящее время наблюдениями и в других районах Центрального Казахстана. По петрографическому составу нормально-осадочные и вулканогенно-молас-

совые образования не отличаются от соответствующих им вулканических пород. Их описание не представляло бы поэтому специального интереса, если бы не давало дополнительных данных для суждения о генезисе.

В настоящей главе принят следующий порядок описания вулканогенных и вулканогенно-молассовых пород:

**А. Эффузивно-пирокластические породы.**

а) кислого состава (игнимбриты, игниспумиты, витрокластические лавобрекчии липаритов, липарито-дацитов, трахилипаритов);

б) среднего и основного состава (андезиты, андезито-базальты и их туфы).

**Б. Экструзивные породы.**

а) кислого состава (липариты, фельзиты, фельзит-порфиры, вулканические стекла);

б) среднего и основного состава (микродиориты, андезиты, габбро-диориты, андезито-базальты, спессартиты).

**В. Вулканогенно-молассовые породы** (лахаровые брекчии, туфы смешанного состава, туффиты, туфопесчаники).

**Г. Субвулканические — интрузивные породы** (габбро-нориты, оливиновое габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые монцониты и монцонит-порфиры, граниты, микрограниты, микрогранит-порфиры).

## КИСЛЫЕ ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

### Игнимбриты и игниспумиты

К наиболее распространенным продуктам деятельности «кислых» вулканов, несомненно, относятся игнимбриты и туфолавы — игниспумиты. Однако до последнего времени эта весьма важная для понимания условий и характера палеозойской вулканической деятельности группа пород не привлекала в Джунгарии должного внимания. Относящиеся к ней породы описывались под такими общими, не отражающими истинной природы эффузивов названиями, как кварцевые и базокварцевые порфиры, альбитофиры, кератофиры, фельзиты, фельзит-порфиры и пр.

Новая генетическая терминология для вулканогенных пород Казахстана начала вводиться сравнительно недавно (Миллер, 1961, Фремд, 1961). Однако она быстро завоевала широкое признание. Появились детальные описания игнимбритов в Северном Прибалхашье (Кошкин, 1963; Трифонов, 1964), в Каркаралинском районе (Федоров, 1963; и др.), в Северном Тянь-Шане (Сорокоумов, 1963; Рахман, 1963), в Семейтауских горах (Истомин, 1964) и других областях.

В основу приведенных в данной работе описаний кислых вулканогенных пород положены материалы наших многолетних исследований в Южной Джунгарии, а также маршрутных пересечений в Заилийско-Кетменской зоне, Чу-Илийских горах, Южной Бетпакдале, в Северном Прибалхашье и Семейтауских горах, обобщенных в статье «Морфологические типы игнимбритов и туфолав Южного Казахстана» (1961). Материалы статьи дополнены описаниями некоторых других разновидностей игнимбритов, выявленных при дальнейших полевых исследованиях.

Прежде чем перейти к систематическому описанию пород данной группы, необходимо кратко сформулировать наше понимание основных терминов, поскольку им придается в последнее время самое различное и порой противоречивое значение.

Игнимбритами, вслед за Маршаллом и Заварицким, мы называем продукты спекания пирокластического материала, отлагающегося при извержениях катмайского или пелейского типа; туфолавы или игниспумиты (G. Panto, 1962) — это породы смешанного эффузивно-пирокластического облика, возникшие по представлениям, высказанным впервые В. П. Петровым (1957), из высокоподвижных пенистых расплавов, в избытке содержащих летучие компоненты. Термин «игниспумит», также как и «игнимбрит» имеет латинские корни (игнис — огонь, спума — пена) и, таким образом, нам кажется более уместным, чем его синоним — «туфолава».

Игнимбриты и игниспумиты на территории Южного Казахстана встречаются в виде мощных, выдержанных на большие расстояния, покровов, а также в виде силлов, некков, даек (Фремд, 1961; Кокшин, 1963; Сорокоумов, 1963). По петрохимической характеристике они отвечают липаритам, липарито-дацитам и трахилипаритам. Реже встречаются андезито-дацитовые и андезитовые игнимбриты и игниспумиты, описание которых для Северного Прибалхашья приводится В. Я. Кошкиным (1963).

Всестороннее изучение этих своеобразных пород позволило выделить среди них ряд морфологических типов, распознание которых, не представляющее большого труда даже в полевых условиях, весьма способствует стратиграфической корреляции разрезов.

### Литоидные игнимбриты чебулайбулакского типа *

Эти породы получили свое название по одноименному логу в горах Катутау в Южной Джунгарии, где были впервые описаны. В настоящее время они изучены также в горах Матай, Дигерес, Чулак, Архарлы и Малайсары в составе преимущественно катутауской и кузгунской свит.

Игнимбриты представлены пологозалегающими пластами, линзами или прослоями, чередующимися или фациально замещающимися горизонтами туфов, туффитов или туфопесчаников. Мощности пластов и линз игнимбритов колеблются в пределах десятков метров. Контакты с породами висячего бока обычно ровные, что можно объяснить заполнением пропластическим материалом всех впадин и ложбин.

Макроскопически игнимбриты представляют собой светло-серые (до темно-красных) массивные породы, состоящие из основной витрокластической массы и многочисленных (до 50% объема породы) разнообразных по составу и конфигурации включений (рис. IV—1). Среди последних различаются сингенетические линзы, полоски и сегменты более темноокрашенные, чем основная масса; остроугольные или оплавленные эпигенетические обломки андезитов или туфов; кристаллы и обломки кристаллов полевых шпатов и кварца **.

Основная витрокластическая масса чебулайбулакских игнимбритов под микроскопом обнаруживает хорошо выраженную пепловую структуру. Она состоит из сегментов и неправильной формы обломков стекла, погруженных в полураскристаллизованную мелкозернистую кварц-полевошпатовую массу — тонкий продукт девитрификации пепла. Весьма характерно, что в основной массе породы отчетливо выражена флюидальность, обусловленная субпараллельным расположением спекшихся между собой пепловых частиц, нередко обтекающих отдельные обломки кристаллов или пород (рис. IV—2).

---

* По степени раскристаллизации среди игнимбритов и игниспумитов различаются литоидные и стекловатые разности.

** Сингенетическими мы называем обломки или шлировые обособления, возникающие из магмы или пирокластического материала того этапа извержения, с которым связано образование игнимбрита или игниспумита в целом. Эпигенетическими называются разнобразные обломки вмещающих пород, не имеющие непосредственного отношения к этапу извержения, сформировавшему игнимбрит или игниспумит.

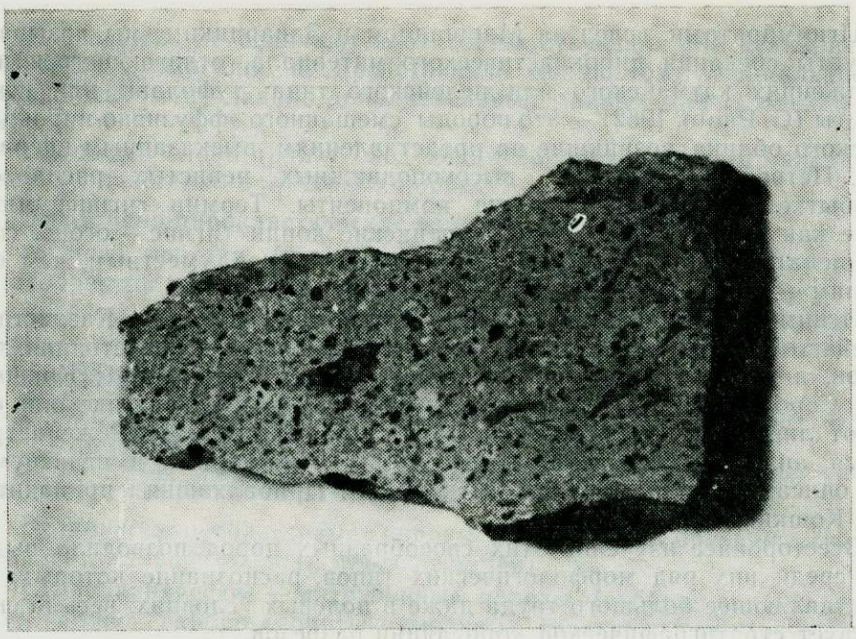


**Рис. IV—1. Литоидный игнимбрит чебулайбулакского типа.** Субпараллельное, кулисообразное расположение фьямме. Натур. величина.

Сингенетические включения, в первую очередь придающие породе ее своеобразный облик, отличаются самой причудливой конфигурацией: от пламеневидных линз и полосок до сегментов и неправильной формы лепешек. Размеры подобных включений невелики: от 10 до 25 мм в длину и от 2 до 5 мм в толщину. В горизонтальном сечении включения отличаются изометричной лепешкообразной формой. При

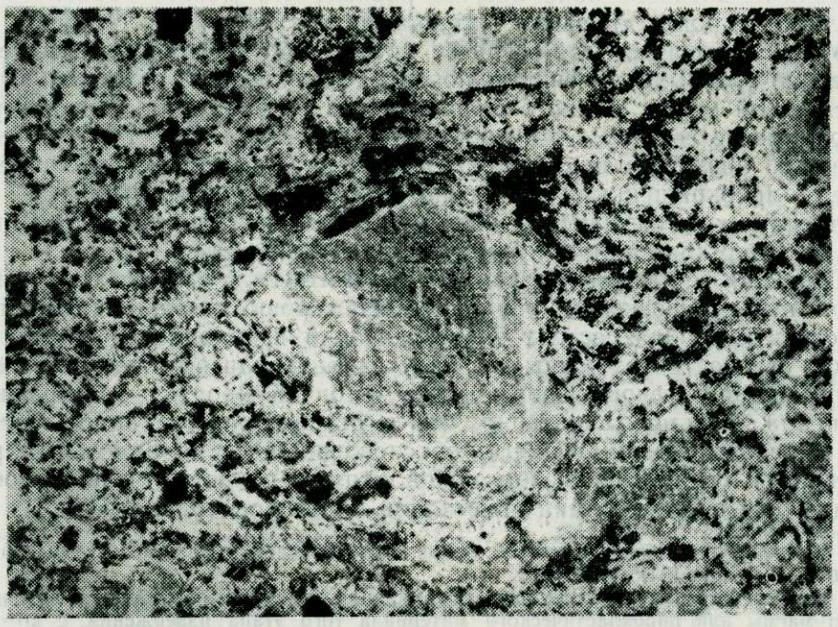


**Рис. IV—2. Литоидный игнимбрит чебулайбулакского типа.** Сваренная пепловая масса обтекает обломок калишпата. Ув. 40, при одном николе.

всем многообразии размеров и очертаний пламеневидные включения располагаются в основной массе субпараллельными рядами либо кулисообразно заходят друг за друга.

Под микроскопом пламеневидные включения — фьямме обнаруживают отчетливо выраженную пепловую структуру. Они состоят из осколков характерной формы, погруженных в стекловатую полураскристаллизованную массу. По сравнению с основной пепловой массой игнимбритов пламеневидные включения хуже раскристаллизованы, чем, по-видимому, объясняется их более темная окраска.

В пламеневидных включениях, также как и в основной массе, содержатся кристаллы и обломки кристаллов калишпата и кварца, обтекаемые пепловыми частицами. Между основной массой игниспумитов и пламеневидными включениями нет резких границ, скорее наблюдаются постепенные переходы. Остроугольные или полуоплавленные обломки андезитов и их туфов отличаются небольшими размерами (2—10 мм). В распределении их можно заметить слабо выраженную линейную ориентировку. Под микроскопом обломки андезита состоят из основной массы с характерной гиалопилитовой структурой и погруженных в нее мелких фенокристов андезита. Обломки андезитовых туфов состоят из бурой витрокластической массы с реликтовой пепловой структурой, включающей обломки пород, кристаллов и стекла.

Кристаллы и обломки кристаллов полевых шпатов, размером от 1 до 5 мм, составляют около 10% всего объема игнимбрита. В их распределении наблюдается определенная ориентировка. Нередко они обтекаются основной пепловой массой. По составу полевые шпаты относятся в равной степени к ортоклазу и к альбиту. В проходящем свете они имеют бурую окраску. У альбита хорошо выражена полисинтетическая двойниковая штриховка.

Кварц присутствует в виде довольно крупных (2—3 мм) оплавленных зерен, либо кристаллов с хорошей призматической огранкой (рис. IV—3). Чаще всего встречаются, впрочем, обломки зерен и кри-



**Рис. IV—3. Литоидный игнимбрит чебулайбулакского типа.** Оплавленные обломки кварца и калишпата в сваренной пепловой массе. Ув. 60, при одном николе

сталлов. Количество кварца в породе весьма непостоянно. Максимальное его содержание составляет до 5% к объему породы (в зернах и обломках), но нередко встречаются разновидности, в которых вкрапленники кварца отсутствуют. Вместе с тем, в основной пепловой массе породы содержание тонкодисперсного кварца во всех случаях сохраняется высокое, о чем свидетельствуют данные химических анализов.

Характерно, что чебулайбулакские игнимбриты чрезвычайно напоминают по своему облику миоценовые «поточные туфы» (игнимбриты) Венгрии, пользующиеся, по свидетельству Панто (1962), исключительно широким распространением.

### Стекловатые игнимбриты архарлинского (ашибастауского) типа

Стекловатые игнимбриты по сравнению с литоидными разностями пользуются ограниченным распространением. Обычно они образуют небольшие линзы, потоки или пласты небольшой мощности.

Наиболее крупная залежь стекловатых игнимбритов, описанных ранее под названием перлитов (Бок, Дмитриевский, 1944), известна в горах Архарлы среди отложений катутауской свиты. Мощность залежи достигает 5 метров, площадь ее распространения около 0,5 кв. км. Стекловатые игнимбриты здесь связаны постепенными переходами с витрокластическими туфами.

На северных склонах Алтынамельского хребта среди литоидных игниспумитов и туфов катутауской свиты залегает почти горизонтальный пласт стекловатых игнимбритов мощностью от 0,2 до 1 м. Небольшой мощности (до 0,5 м) линзы и пласты игнимбритов этого типа встречаются в горах Катутау среди игниспумитов катутауской свиты. Стекловатые игнимбриты, описываемые как вулканические стекла (перлиты), представляют ценное сырье для витрозитовой и цементной промышленности.

Макроскопически игнимбриты представляют собой породу красно-бурого цвета с многочисленными расположенными субпараллельными рядами лепешками черного вулканического стекла (рис. IV—4).



**Рис. IV—4. Стекловатый игнимбрит архарлинского типа.** Фьямме из черного стекла. 3/4 натур. величины.

Под микроскопом основная яшмовидная масса состоит из бурого полупрозрачного стекла с хорошо выраженной флюидальной, а на отдельных участках — перлитовой текстурой (рис. V—5, V—6).

Основная масса переполнена кристаллами и обломками кристаллов совершенно свежих водяно-прозрачных плагиоклазов (олигоклаз-

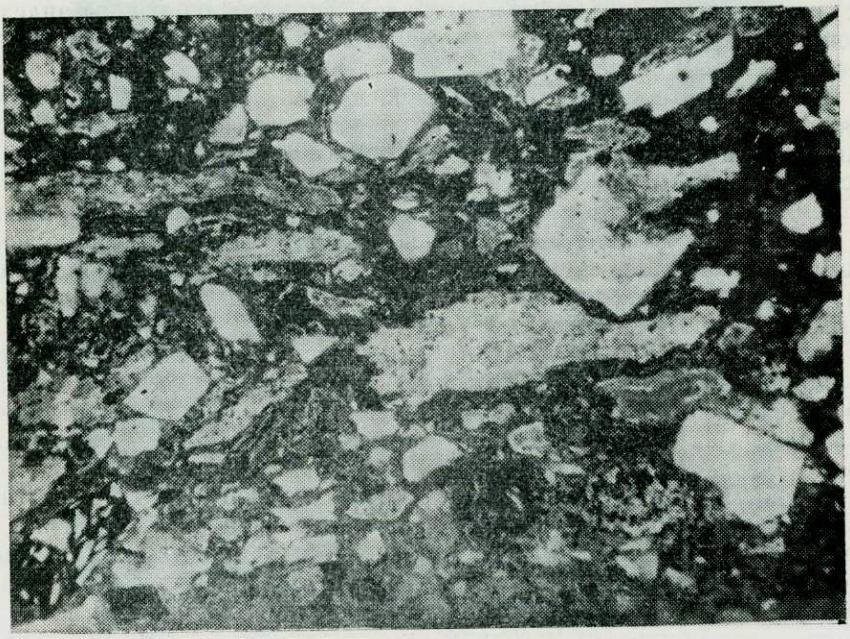


**Рис. IV—5. Стекловатый игнимбрит архарлинского типа.** Флюидальная текстура основной массы. Ув. 45, при одном николе.

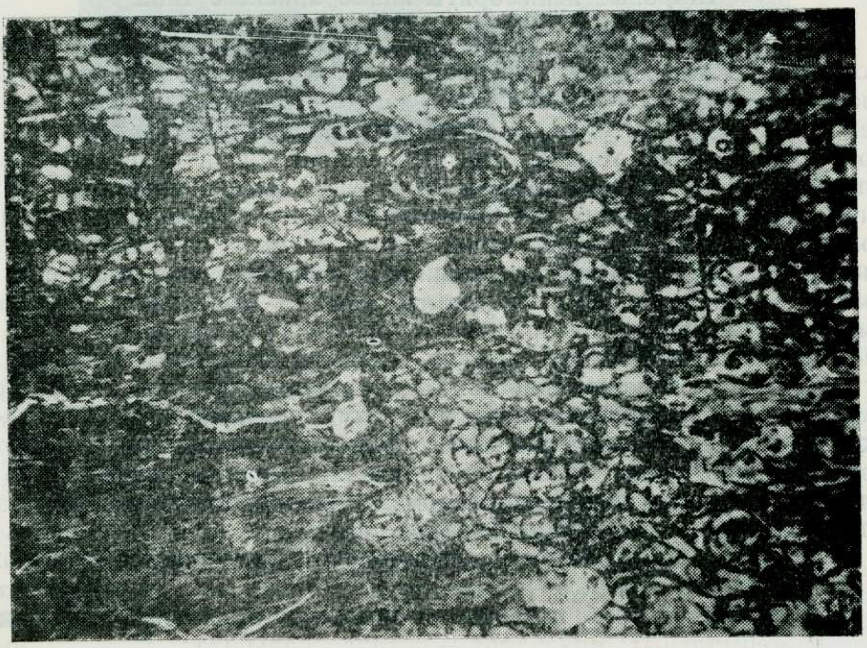


**Рис. IV—6. Стекловатый игнимбрит архарлинского типа.** Перлитовая текстура (микроотдельность) основной массы. Ув. 45, при одном николе.

андезина), санидина, моноклинного пироксена (авгита), а также относительно крупными обломками (до 10 мм) андезитов, андезито-дацитов или их туфов.

Черные лепешки фьямме состоят из стекла, отличающегося, как и основная масса, флюидальной текстурой. Фьямме также заключает в себе кристаллы и обломки кристаллов свежего олигоклаз-андезина. В основной массе встречаются отдельные центры раскристаллизации со сферолитовым строением.

По своему характеру архарлинские игнимбриты весьма близки к армянским, так называемым «пламенным туфам», обнажающимся у с. Аштарак в каньоне р. Касах. Пламенные туфы (пятнисто-кирпично-красные туфолавы по А. А. Адамян, 1952), которые автор наблюдал во время геологической экскурсии в 1959 году, состоят из красно-бурой стекловатой основной массы, заключающей в себе многочисленные обломки кристаллов очень свежих плагиоклазов (олигоклаз-андезинов) и моноклинных пироксенов (авгита), а также субпараллельных фьямме из черного стекла.

Таким образом, аштаракские и архарлинские игнимбриты, будучи сходными по своему строению, отличаются лишь в деталях петрографического состава. По своей петрохимической характеристике первые из них отвечают дацитам, а вторые — липарито-дацитам.

По своему составу и морфологии архарлинские игнимбриты также весьма напоминают игнимбриты утемисского типа в г. Семейтау, широко представленные в Семейтауском вулканогенном комплексе (Фремд, 1961). Здесь они встречаются в виде пластов и крупных линз, переходящих в более рыхлые стекловатые породы туфового или туфобрекчиевого облика. По петрохимическому составу утемисские игнимбриты соответствуют кислым разностям липаритов.

### Шаровые игнимбриты айнабулакского типа

Шаровые игнимбриты и игниспумиты в Южной Джунгарии пользуются широким распространением. Наибольшую роль они играют в строении айнабулакской свиты, в связи с чем и получили свое название. В составе указанной свиты шаровые игнимбриты и игниспумиты образуют несколько горизонтов, прослеживающихся с перерывами на километры и десятки километров. В этих горизонтах наряду с разрозненными шарами самых различных размеров встречаются сплошные скопления спаянных между собой шаров лишь с небольшим количеством межпорового цемента. Мощность подобных скоплений или залежей достигает 20—30 м, а протяженность — нескольких десятков и даже сотен метров.

В строении отдельных залежей шаровых игнимбритов наблюдается определенная закономерность. Она выражена тем, что самые крупные шары располагаются в лежачем боку залежи. Их размеры достигают 30—50 см в диаметре. Между более крупными шарами иногда размещаются и более мелкие образования. Выше, в средней части залежи, наблюдаются шары диаметром 2—10 см, а в верхней части диаметр шаров не превышает 1—2 см (рис. IV—7).

По составу и строению в игнимбритах различаются следующие шаровые образования:

1. Шары из игнимбритовой или игниспумитовой оболочки и ядра из гидротермальных минералов — кварца, кальцита.

2. Шары из игнимбритовой или игниспумитовой оболочки и ядра из фельзита.

3. Шары, сложенные целиком из игнимбрита или игниспумита,

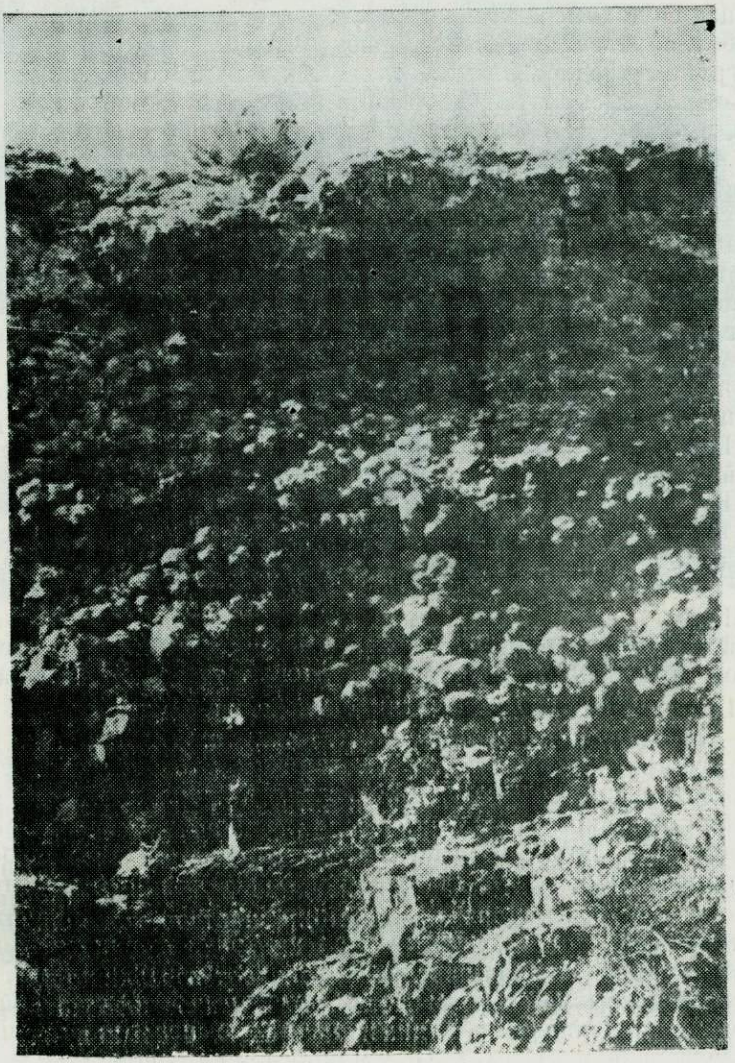


**Рис. IV—7. Выход шаровых игнимбритов.** Восточная часть гор Катутау.

В каждом из типов имеются подтипы, которые рассматриваются ниже.

1. Шары из игниспумитовой или игнимбритовой оболочки и ядра из гидротермальных минералов — кварца и кальцита, имеют наиболее широкое распространение. Они в основном и слагают упомянутые выше скопления. По взаимному расположению и соотношению игниспумитового или игнимбритового материала и гидротермального выполнения различаются:

а) шары, состоящие на $^{9}/_{10}$ из игнимбрита или игниспумита с небольшим ядром из гидротермального кварца;

б) шары, состоящие почти целиком из гидротермального выполнения, лишь с тонкой наружной коркой из игнимбрита или игниспумита. Обе разновидности связаны постепенными переходами;

в) более сложно построены шары, состоящие из нескольких концентрических корочек игниспумита или игнимбрита и гидротермально-

го кварца. Подобные шары по своему строению, а весьма возможно и по способу образования, напоминают литофизы;

г) группы «недоразвитых», спаянных между собой шаров.

Такие шары образуют цепочки с общей наружной стенкой, исполняющей, вместе с тем, роль перепонок, и полуобособленным гидротермально выполненным ядром. Как правило, «недоразвитые» шары тесно впаяны в цементирующую игнимбритовую массу и лишь с трудом могут быть отделены от нее.

2. Шары из игнимбритовой оболочки и фельзитового ядра не образуют самостоятельных скоплений, но нередко встречаются среди шаров первого типа. Ядра таких шаров сложены угловатыми обломками фельзита. Нередко края обломков оплавлены, а сами они приобрели более или менее изометричную форму.

Игнимбритовая оболочка сглаживает неровности фельзитового ядра и шар, таким образом, приобретает правильную сферическую форму. Цементом является игнимбрит, отличающийся более светлой окраской.

2а. К этому типу относятся шары, ядра которых состоят из фельзита и гидротермального кварца, слагающих отдельные сегменты. Иногда кварц проникает в фельзит или цементирует мелкие его обломки.

3. Шары, целиком сложенные игнимбритом вишнево-красного цвета, встречаются совместно с шарами первой группы (имеющими кварцевое выполнение) и связаны с ними постепенными переходами.

3а. Шары из игнимбритов серого цвета. Встречены лишь в одном случае — среди пород айнабулакской свиты в г. Атыджек. Они состоят из серого игнимбрита, представляющего во всех других случаях цементирующую массу. В подобных шарах имеется ядро из кварца или обломков породы. С цементирующей массой шары связаны постепенным, почти незаметным переходом. По своему облику и способу образования эти шары более всего напоминают пизолиты.

Весьма интересные детали строения шаров и их взаимоотношений с цементирующей массой выявляются при микроскопическом исследовании. Игнимбрит, слагающий оболочку большинства шаров, макроскопически представлен сургучно-красной плотной яшмовидной массой с мелкими вкрапленниками полевых шпатов, иногда кварца и, совсем редко, пироксенов и биотита. Под микроскопом основная масса породы состоит из сваренных пепловых частиц с очень характерной псевдофлюидальностью, обусловленной более или менее однородной ориентировкой обломков. Контуры пепловых обломков очень резко подчеркиваются оторочкой из тончайшей вкрапленности гематита. Сливаясь между собой, такие оторочки создают очень своеобразный кружевной узор (рис. IV—8).

Вкрапленники полевых шпатов представлены таблитчатыми кристаллами или обломками кристаллов олигоклаза, андезина и ортоклаза. Кварц встречается в оплавленных зернах с очень неровными контурами и нередко пустотами, выполненными той же пепловой массой игнимбрита. Биотит встречается в виде отдельных удлиненных чешуек, обычно с неширокой опацитовой каемкой. Пироксен, обнаруженный в одном из шлифов, представлен крупными обломками. Его принадлежность к авгиту подтверждается замерами оптических констант.

Вкрапленники в породе располагаются без определенной ориентировки. В одних случаях они обтекаются псевдофлюидальной пепловой массой, в других — пепловые частички утыкаются в фенокристы. Стекло пепловых частичек замещается кварц-полевошпатовой мас-

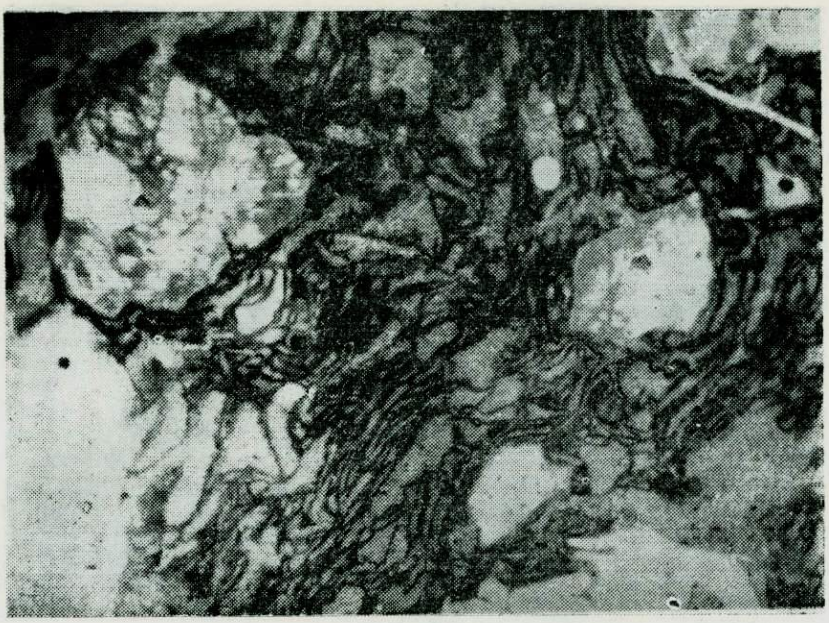


**Рис. IV—8. Шаровой игнимбрит айнабулакского типа.** Контуры пепловых частиц подчеркиваются оторочкой из мельчайших зерен гематита. Ув. 22, при одном николе

сой, нередко обнаруживающей в скрещенных николях радиально-лучистое строение. Кроме того, радиально-лучистое строение обнаруживают мелкие обломки стекла, желтого в проходящем свете, представляющие, по всей вероятности, зародыши сферокристаллов.

Игниспумит, слагающий оболочку некоторых шаров, макроскопически представляет собой плотную яшмовидную сургучно-красную породу с мелкими фенокристаллами полевых шпатов. Под микроскопом в проходящем свете наблюдается флюидальная масса, состоящая из бурого стекла с тонкой вкрапленностью гематита и узких светлых линзочек и полосок, представляющих газовые пузырьки, выполненные гидротермальным кварцем, шлировые обособления из кварц-полевошпатовой массы и фьямме из оплавленных обломков стекла. На отдельных участках наблюдаются значительные скопления пепловых частиц, типичных для игнимбритов (рис. IV—9).

Фенокристы, представленные олигоклазом или андезином, ортоклазом и кварцем, различно ориентированы, но всегда обтекаются основной массой. Характерно, что флюидальность в игниспумитах и псевдофлюидальность в игнимбритах не выдерживаются параллельно контурам шара, а ориентированы весьма произвольно, часто полоски стекла и фьямме утыкаются в контакт с цементирующей массой.

Фельзит, встречающийся в ядрах шаров, представляет собой вишнево-красную афанитовую породу. Под микроскопом наблюдается полустекловатая масса с очень правильной тонкопараллельной флюидальностью, обусловленной чередованием полосок бурого стекла с тончайшими включениями кристаллитов (глобулитов, трихитов) и пылевидной вкрапленностью гематита, с полосками полураскристаллизованного кварц-полевошпатового вещества, с относительно крупными зернами гематита. Ширина полосок колеблется в пределах 0,01—0,02 мм (рис. IV—10). От игниспумитовой оболочки фельзиты отделены тончайшей каемкой из микрозернистого кварца. Тончайшие прожилки кварца пересекают фельзиты в различных направлениях.

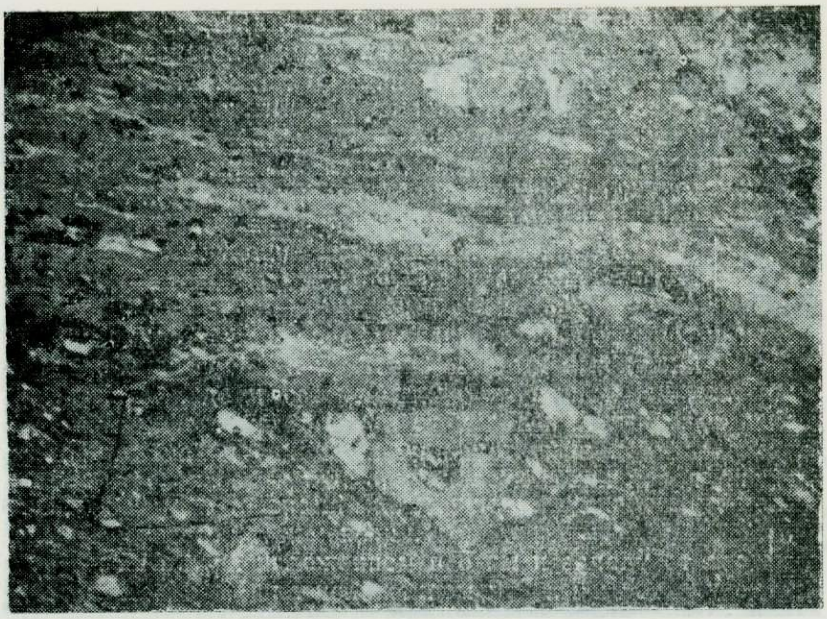


**Рис. IV—9. Игниспумит айнабулакского типа, слагающий оболочку шара.** Светлые полоски — шлировые обособления, состоят из кварц-полевошпатового вещества. Ув. 22, при одном николе.



**Рис. IV—10. Игнимбрит айнабулакского типа.** Контакт фельзита, слагающего ядро шара и игнимбрита из его оболочки. Ув. 22, при одном николе.

Игнимбриты, цементирующие шаровые образования, макроскопически представляют собой зеленовато-серые и буровато-серые породы с афанитовой основной массой, многочисленными вкрапленниками полевых шпатов и темных линзочек и полосок стекла, ориентирован-

ных строго в направлении флюидальности. Размеры линзочек колеблются от 2 до 30 см в длину и от 1 до 5 мм в толщину. В отличие от типичных фьямме в линзочках не наблюдается лепешкообразная форма в горизонтальном сечении.

Под микроскопом основная изотропная масса состоит из плохо сваренных индивидуализированных обломков стекла со слабо выраженной пепловой структурой и псевдофлюидальностью. Вместе с тем, в породе отчетливо проявляется перлитовая микроотдельность. Вкрапленники представлены обломками альбитизированных и калишпатизированных плагиоклазов, относящихся, судя по характеру их изменения, к андезину. Процесс калишпатизации сопровождается новообразованием эпидота и циозита.

В игнимбритах цемента наблюдаются микрошары (0,1—1,0 мм), сложенные сургучно-красными игнимбритами с характерной для них отчетливой пепловой структурой. В одних случаях микрошары целиком состоят из игнимбритов, в других они имеют микроскопическое ядро из гидротермального кварца и внутреннюю зону из серо-зеленого игнимбрита с перлитовой отдельностью. И в том, и в другом случае при скрещенных николях в шарах обнаруживается радиально-лучистая раскристаллизация (рис. IV—11, IV—12).

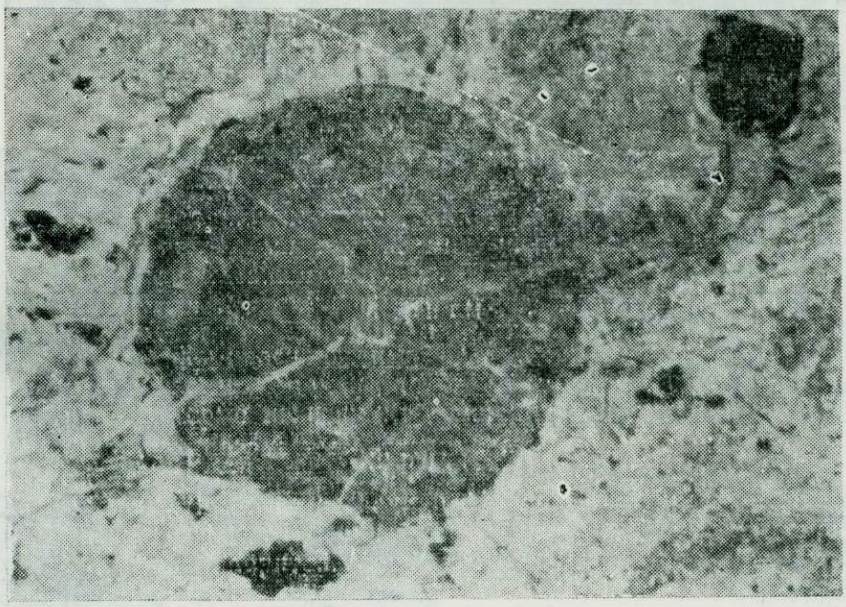


**Рис. IV—11. Игнимбрит айнабулакского типа.** Микрошар. Ув. 60, при одном николе.

Контакт шаров с цементирующей массой очень резкий. При этом наблюдается утыкание пепловых частиц, слагающих шары, в игнимбритовую массу цемента. Весьма характерно присутствие на контакте шара и цемента крупных вкрапленников плагиоклаза. Такие вкрапленники располагаются перпендикулярно к линии контактов, заходя наполовину в массу шара и наполовину в массу цемента (рис. IV—13). В игнимбритах цемента наблюдается значительное количество микропузырей, выполненных гидротермальным кварцем.

Гидротермальные минералы, слагающие ядра шаров, представлены многочисленными генерациями кварца и кальцита, находящимися в самых различных соотношениях:

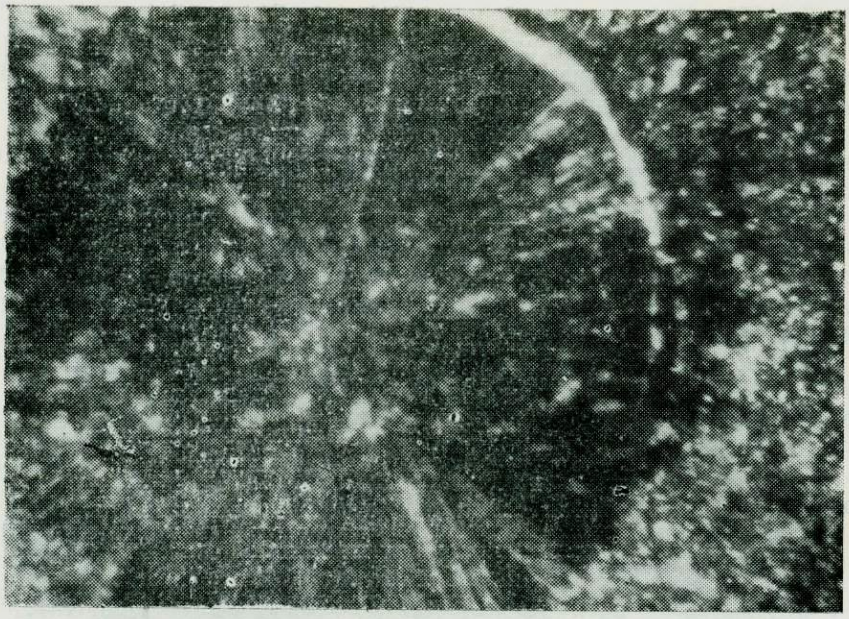


**Рис. IV—12. Игнимбрит айнабулакского типа.** Радиально-лучистое строение микрошара. Ув. 60, при скрещенных николях.

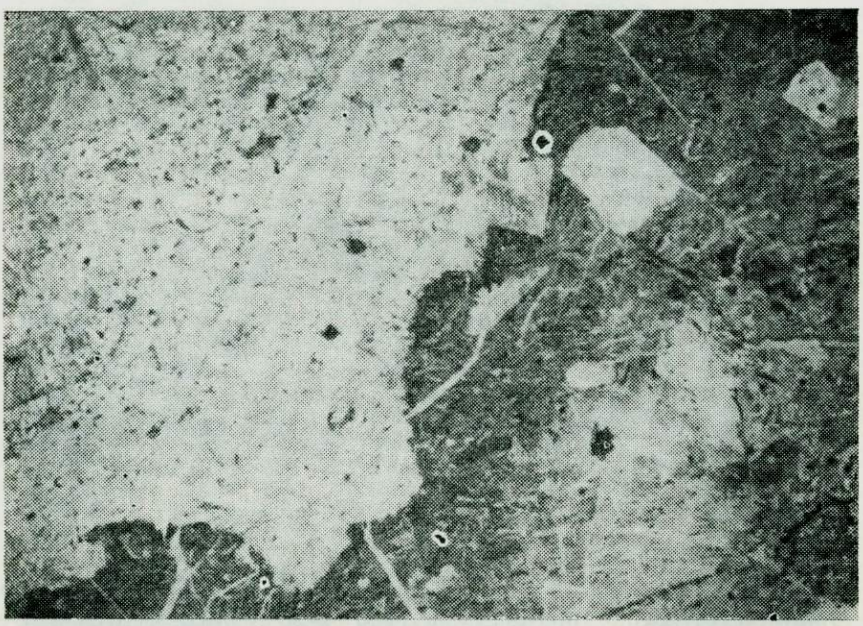


**Рис. IV—13. Игнимбрит айнабулакского типа.** Контакт шара (темное) и цементирующей массы. Вкрапленник плагиоклаза пересекает линию контакта. Ув. 60, при одном николе.

1. Гидротермальное выполнение целиком состоит из полосчатого кварца, представленного чередованием полосок серого, молочно-белого или розового (окрашенного окислами железа) кварца. Ширина полосок колеблется от 0,1 до 0,5 мм (рис. IV—14).

Под микроскопом различается следующее строение полосок.

а) полоски из криптозернистой опало-халцедоновой массы с размерами индивидов в 5—10 микрон. Индивиды неправильной формы обнаруживают слабое двупреломление нередко с секториальным погасанием. Ширина таких полосок меняется от 0,1 до 0,5 мм;

б) полоски из более крупнозернистых параллельно шестоватых или лапчатых агрегатов секториально погасающего халцедоновидного кварца;

в) агрегаты криптозернистого опал-халцедона.

2. Половина полоски состоит из полосчатого кварца, проникающего по апофизкам в оболочку шара, а вторая половина — из друзовидного водяно-прозрачного кварца. По краям полоски развита тоненькая (0,5—1 мм) оторочка мелкозернистого молочно-белого кварца.

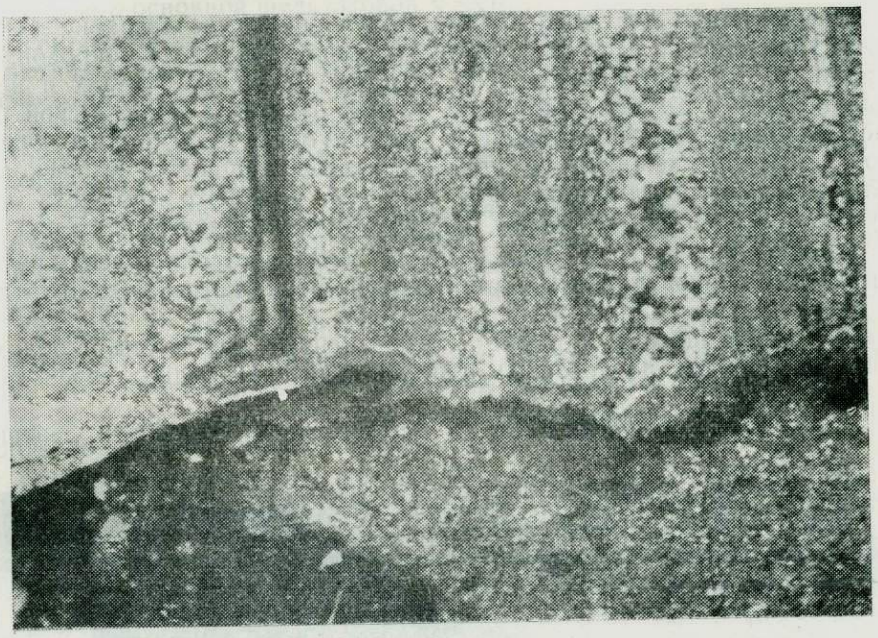


**Рис. IV—14. Игнимбрит айнабулакского типа.** Ядро шара из полосчатого гидротермального кварца. Ув. 22, при скрещенных николях.

3. Ядро обнаруживает концентрически зональное строение. На периферии ядра имеется узкая (1—2 мм) оторочка водяно-прозрачного халцедоновидного кварца.

Следующая к центру оболочка сложена молочно-белым халцедоновидным кварцем. Наконец, центральное ядро состоит из водяно-прозрачного или серого шестоватого кварца. Нередко в центре остается открытая полость с нарастающими на ее поверхности щетками горного хрусталя. На стенках тонких полостей обычно встречается и кальцит.

При концентрически зональном выполнении под микроскопом наблюдаются следующие наиболее типичные соотношения генераций кварца:

а) к стенке полости, сложенной игниспумитом, примыкает узкая оторочка микрозернистого халцедоновидного кварца. Кварц в наружной части оторочки сильно загрязнен мелкими обломками породы. Внутренняя часть каемки несколько чище, но также содержит непрозрачные включения;

б) следующая полоска шириной до 5 мм сложена агрегатом крупнозернистого молочно-белого кварца. Затем идет полоска шириной 1 мм, сложенная халцедоновидным кварцем с секториально погасающими зернами;

г) узкая полоска параллельно шестоватого агрегата халцедоновидного кварца. Верхняя сторона шестиков неровная и внедряется в следующую внутреннюю зону «д»;

д) следующая генерация среднезернистого мостовидного кварца образует полоску шириной 10—15 мм;

е) на эту полоску нарастают шестики горного хрусталя с высотой кристаллов 2—7 мм. Внутренняя часть шара остается незаполненной.

### Игниспумиты достарского типа

Игниспумиты достарского типа, получившие свое название от вершины горы Достар в горах Катутау, встречаются в виде покровов, выдержанных по простиранию и по мощности в одних случаях и невыдержанных — в других. Например, на южном крыле Катутауской брахисинклинали тонкофлюидальные игниспумиты 3-го ритма кузгунской свиты прослеживаются при постоянной мощности на несколько километров по простиранию. Вместе с тем, мощность горизонта игниспумитов 4-го ритма на том же расстоянии увеличивается в 15 раз.

Макроскопически в игниспумитах наблюдается вишнево-красная яшмовидная основная масса, многочисленные параллельные друг другу более светлые или более темные линзы и полоски полураскристаллизованного вещества, а также многочисленные кристаллы и обломки кристаллов белых или розовых полевых шпатов и редких зерен кварца (рис. IV—15).

Полоски и линзочки узкие в вертикальном сечении и лепешко-

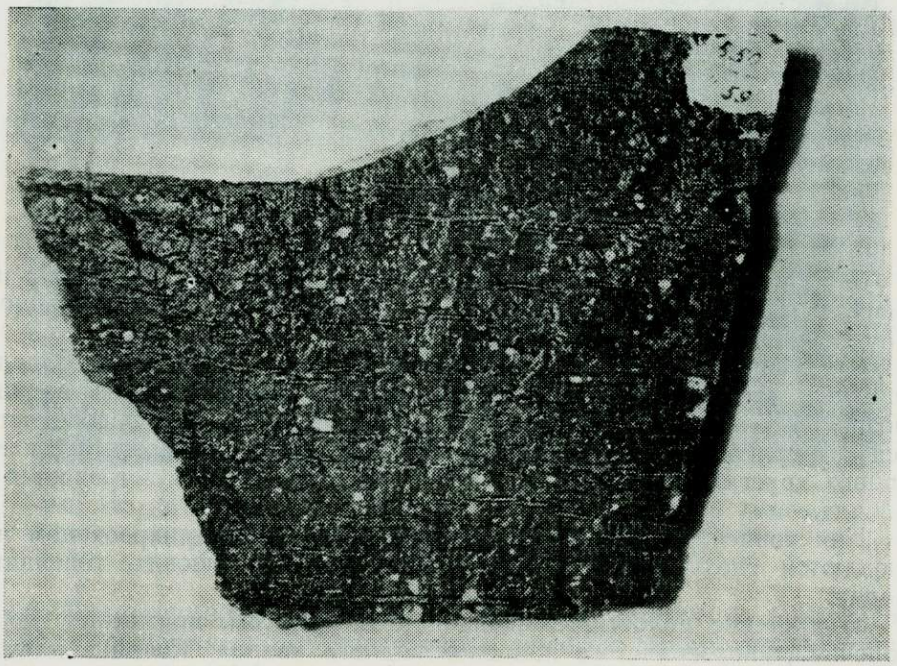


**Рис. IV—15. Литоидный игниспумит достарского типа.** Параллельное расположение фьямме. $^2/_3$ натур. величины.

образные — в горизонтальном придают породе ее характерный облик. Количество их составляет от 40 до 60% общего объема породы. Толщина линзочек в вертикальном разрезе колеблется от десятых долей до 1—2 мм, длина достигает 20—50 и более миллиметров. В горизонтальном сечении они обладают почти изометричной формой с диаметром от 10 до 50 мм.

Под микроскопом яшмовидная масса игнимумита состоит из полураскристаллизованного кварц-полевошпатового вещества со сферолитовой или микрофельзитовой структурой, заключающей в себе густую пылевидную вкрапленность гематита, придающего породе характерный вишнево-красный цвет. Рудное вещество в породе распределяется неравномерно, а скорее обособляется в виде тончайших полосок или цепочек, повторяющих и подчеркивающих сложный флюидальный рисунок основной фельзитовой массы.

Кристаллы или обломки кристаллов полевых шпатов, беспорядочно вкрапленных в основную массу, относятся либо к кислым плагиоклазам (олигоклаз, альбит-олигоклаз), либо к калишпатам. В проходящем свете все без исключения полевые шпаты отличаются буроватой окраской, обусловленной процессом пелитизации. Полисинтетические двойники в олигоклазах проявляются далеко не всегда, и кроме того, у ортоклазов иногда наблюдается нечетко выраженная полисинтетическая штриховка. Таким образом, единственным надежным критерием для отличия ортоклаза от олигоклаза остается определение показателя преломления относительно канадского бальзама.

Полоски и линзочки, придающие породе ее своеобразный игнимумитовый облик, заслуживают особенно детального описания. Прежде всего при микроскопическом изучении выясняется, что наряду с заметными невооруженным глазом сравнительно крупными линзочками, в породе содержатся многочисленные более мелкие линзы, имеющие то же строение и состав, что и крупные линзы. Далее выясняется, что форма этих линзочек далеко не идеальная, а более сложная, повторяющая причудливый флюидальный рисунок лавового потока. Контуры линз неровные, с многочисленными пережимами и раздувами, резкими изгибами и выклиниваниями (рис. IV—16).

Описываемые включения, как правило, отличаются сложным зональным строением. Внутренняя их часть, или ядро, состоит из сравнительно хорошо раскристаллизованного шестоватого или мозаичного кварца с включениями отдельных кристаллов калишпата. Промежуточная зона сложена полураскристаллизованным кварц-полевошпатовым веществом. Наружная оболочка представлена узкой каемкой рудного вещества, по всей вероятности магнетита. При этом отмечается одна весьма любопытная особенность: в то время как рудная каемка отличается черным цветом, присущим скорее всего магнетиту, вкрапленность рудного вещества в основной массе отличается бурой окраской, характерной для гематита. Встречаются включения и иного строения: ядро в них отсутствует и все пространство внутри рудной каемки выполнено полураскристаллизованным кварц-полевошпатовым веществом (рис. IV—17).

Включения третьего типа состоят из наружной каемки интенсивно гематизированного вещества, сменяющегося во внутрь зоной очень тонкозернистого кварца с распыленным гематитом и ядром из крупнозернистого кварца. Как включения, так и основная масса игнимумитов довольно часто подвергаются постмагматическим преобразованиям, в результате которых кварц-полевошпатовое вещество замещается тонким агрегатом опала и алунита. Кроме того, в линзовидных включениях мы встречаем ксеноморфные зерна карбоната и эпидота.

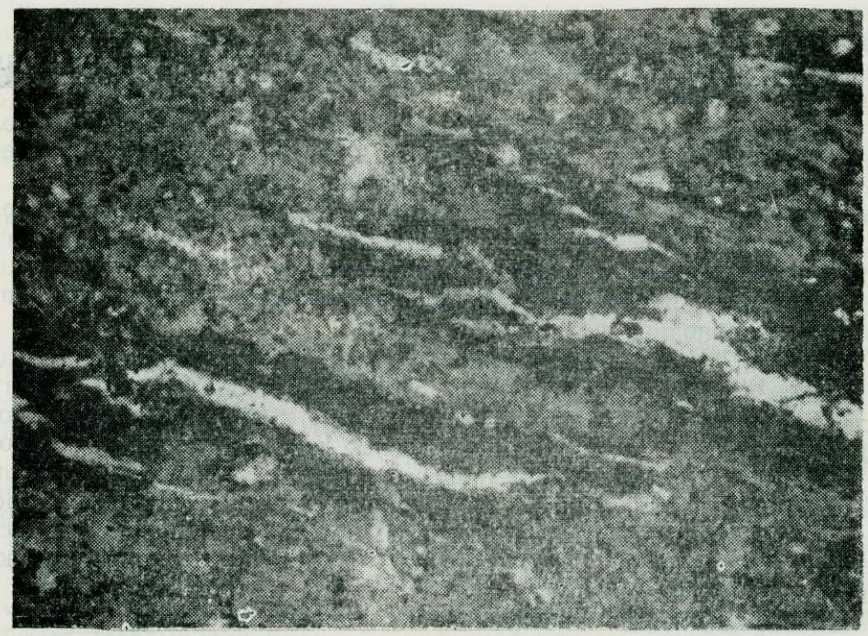


**Рис. IV—16. Литоидный игниспумит достарского типа.** Параллельное расположение линзочек (фьямме). Ув. 60, при одном николе.

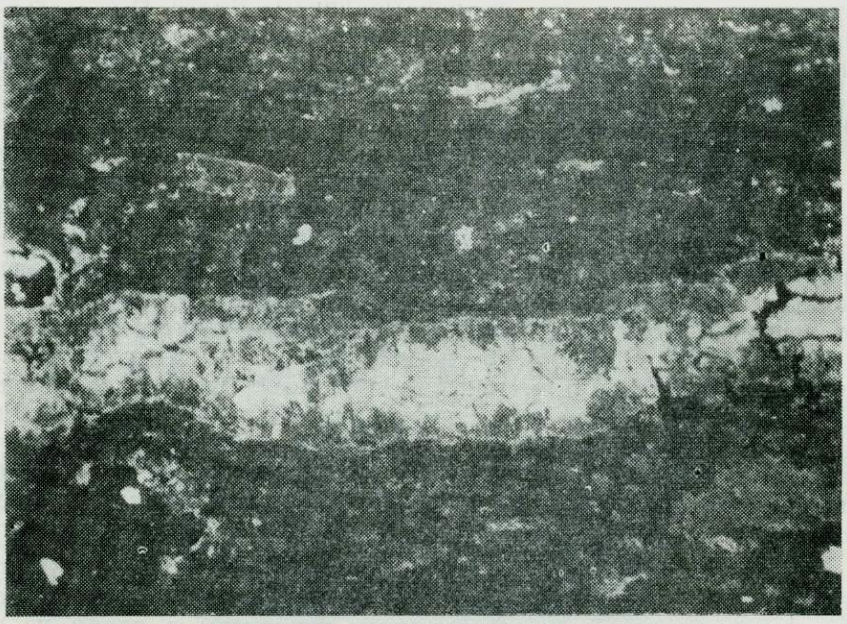


**Рис. IV—17. Литоидный игниспумит достарского типа.** Деталь строения линзочки. Ув. 110, при одном николе.

### Игниспумиты еккульского типа

Игниспумиты этого типа особенно характерны для верхней части вулканогенного разреза Южной Джунгарии. Обычно они встречаются в виде мощных, достаточно выдержанных по простиранию покровов; реже — линз небольшой протяженности. Прекрасные обнажения этих пород наблюдаются на крутых склонах лога Еккуль в горах Катутау и лога Кызылкайнар в горах Малайсары, а также в горах Ашудасты (рис. IV—18).

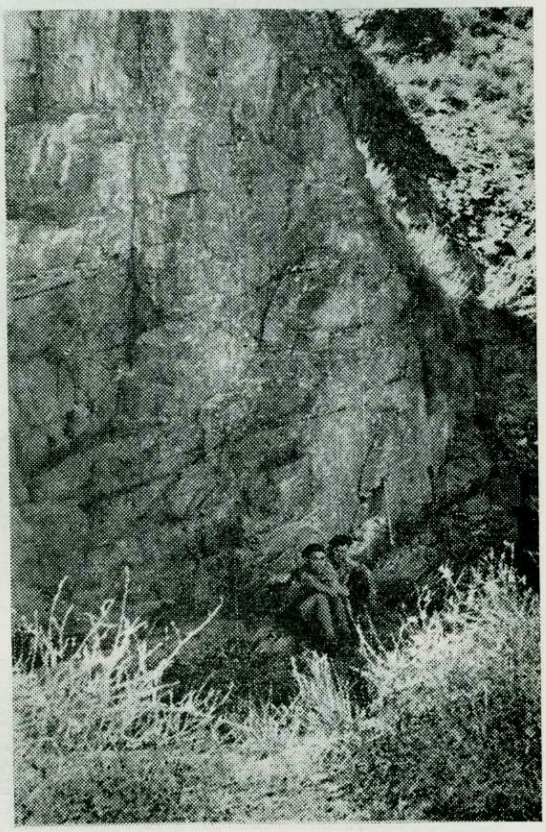


Рис. IV—18. Выходы игниспумитов еккульского типа. Лог Еккуль.

Детальное геолого-петрографическое и петрохимическое изучение достарских и еккульских игниспумитов в Южной Джунгарии свидетельствует как об идентичности в их составе, так и об аналогичных условиях образования, что, по-видимому, объясняется их близкоодновременным возникновением и общностью магматического очага и центров излияния.

Макроскопически еккульские игниспумиты представляют собой массивные породы с отчетливо выраженной полосчатой (эвтакситовой) текстурой, обусловленной субпараллельным расположением характерных пламеневидных обособлений (рис. IV—19).

По цвету основной массы среди еккульских игниспумитов различаются вишнево-красные и пепельно-серые разности, связанные постепенными переходами. Обычно обе разновидности входят в состав одной ритмичной пачки, отделяющейся от следующей пачки прослоем туфопесчаников или туффитов. Наряду с вишнево-красными и пепельно-серыми встречаются и промежуточные по окраске пепловые и оранжевые игниспумиты. Различие в окраске, как установлено при микроскопическом изучении, объясняется не различием в их составе, идентичном во всех случаях, а присутствием в вишнево-красных разностях тонко распыленного гематита, сбразовавшегося в результате окисления отдельных горизонтов кислородом воздуха либо газотерм.

От широко известных игниспумитов и игнимбритов Армении, Дальнего Востока и Средней Азии еккульские игниспумиты отличаются в одном отношении: если в упомянутых разновидностях пламеневидные включения (фьямме) представлены, как правило, более темными и менее раскристаллизованными по сравнению с основной массой линзочками стекла, то фьямме наших игниспумитов лучше раскристаллизованы и отличаются в связи с этим более светлой, чем основная масса, окраской.

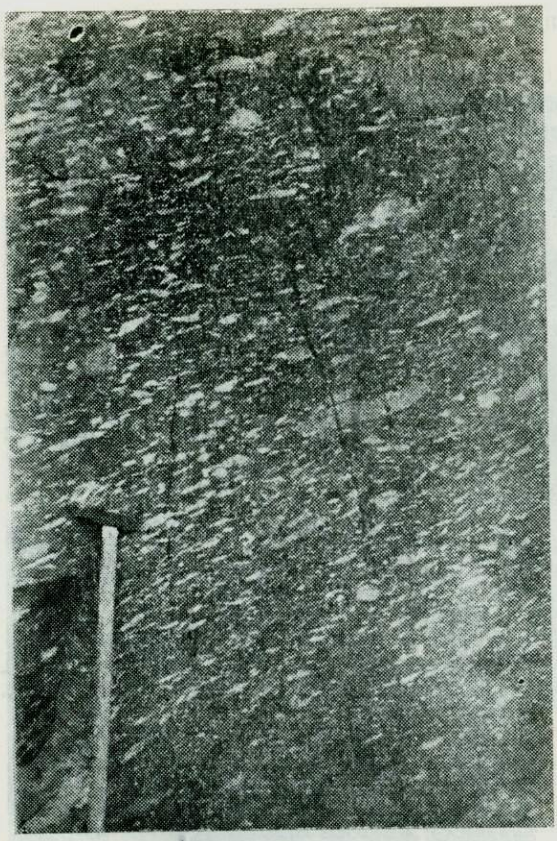


Рис. IV—19. Игниспумиты еккульского типа.

Основная масса еккульских игниспумитов вишнево-красная в одних случаях и пепельно-серая — в других, состоит из полураскристаллизованного кварц-полевошпатового вещества с микрофельзитовой, фельзитовой или сферолитовой микроструктурой. В основной массе обычно наблюдается флюидальность, обусловленная субпараллельным расположением полосок более раскристаллизованного и полосок менее раскристаллизованного вещества. В основной массе, кроме уже отмеченных пламеневидных включений, содержатся многочисленные кристаллы и обломки кристаллов полевых шпатов, а также единичные зерна кварца.

Пламеневидные включения, придающие породе ее своеобразный облик и представляющие интерес с генетической точки зрения, в вертикальном сечении имеют линзовидную форму. Длина полосок и линз колеблется от 5 до 25 и даже 50 мм, толщина от 1 до 5—10 мм. Таким образом, длина этих включений в 5—6 раз превосходит их толщину. В третьем измерении (в горизонтальном сечении) пламеневидные включения имеют лепешкообразную форму, неоднократно описанную для игниспумитов в литературе. Весьма характерно для еккульских игниспумитов почти полное отсутствие посторонних (эпигенетических) обломков горных пород.

Под микроскопом основная масса породы состоит из полураскристаллизованного кварц-полевошпатового вещества с микрофельзитовой, фельзитовой, а на отдельных участках и сферолитовой структурой. Флюидальность хорошо подчеркивается чередованием тончайших, в различной степени раскристаллизованных полос, а также струйчатым распределением вкрапленности гематита (рис. IV—20).

Фьямме под микроскопом состоит из полосок и линз сравнительно хорошо раскристаллизованного вещества. Наиболее раскристаллизованной является центральная часть — ядро. К периферии степень раскристаллизации вещества уменьшается и линза незаметно сливается с основной микрофельзитовой массой игниспумита (рис. IV—21).

В центральной части линз нередко встречается гранофировая структура, сменяющаяся к периферии сферолитовой или фельзитовой, которая в свою очередь незаметно переходит в микрофельзитовую структуру основной массы. В составе линз нередко встречаются такие же, как и в основной массе, крупные кристаллы или обломки кристаллов альбита и калишпата (рис. IV—22).

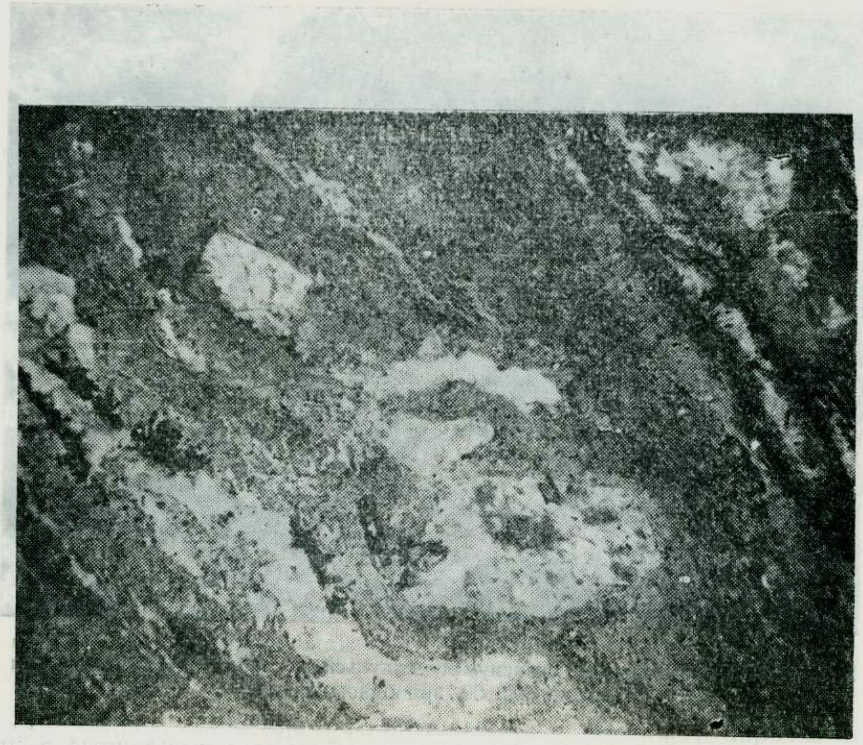


**Рис. IV—20. Литоидный игнимбрит эккульского типа.** Флюидальное-полосчатая структура основной массы. Ув. 22, при одном николе.



**Рис. IV—21. Литоидный игнимбрит эккульского типа.** Обломки полевых шпатов и фьямме в основной, частично пепловой массе. Ув. 22, при одном николе.



**Рис. IV—22. Литоидный игнимумит еккульского типа.** Деталь строения фьямме, Ув. 60, при одном николе.

Кристаллы и обломки кристаллов, обильно вкрапленные в игнимумиты, встречаются как среди основной массы, так и среди пламеневидных включений. Они представлены калишпатом (ортоклазом) и альбитом. Для тех и других характерна бурая окраска, обусловленная постмагматическими процессами. В альбитах часто наблюдается полисинтетическая двойниковая штриховка.

### Игнимумиты ташкумырсайского типа

Крупное экструзивное тело (силл) игнимумитов ташкумырсайского типа картируется в юго-западной части гор Катутау в виде овального пятна, вытянутого в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих толщ. Длина силла около 3,5 км, максимальная ширина в центральной части около 0,5 км. Вкрест простирания силл прорезан каньонообразными ущельями логов Еккуль и Ташкумырсай, в бортах которых отлично наблюдается его строение.

На северо-западе силл без видимого несогласия контактирует с крутопадающим к северо-западу горизонтом туфопесчаников, образующим его лежачий бок. Контакт с породами висячего бока — литокристаллокластическими туфами и туфоагломератами катутауской свиты, интрузивный, что хорошо наблюдается на крутых склонах правого отвержка лога Еккуль.

Макроскопически ташкумырсайские игнимумиты отличаются бледно-розовой пятнистой окраской, обусловленной чередованием полосок и пятен палевого и красно-бурого цвета среди бледно-розовой или светло-серой основной массы (рис. IV—23).

В основной массе расположены субпараллельными рядами, совпадающими с направлением флюидальности, многочисленные оплавленные, полуоплавленные и остроугольные обломки размером от 5 до 20—30 мм. По сравнению с основной массой включения отличаются несколько более темной окраской. По составу они в большинстве случаев относятся к фельзитам (трахилипаритам) и так же как и по-

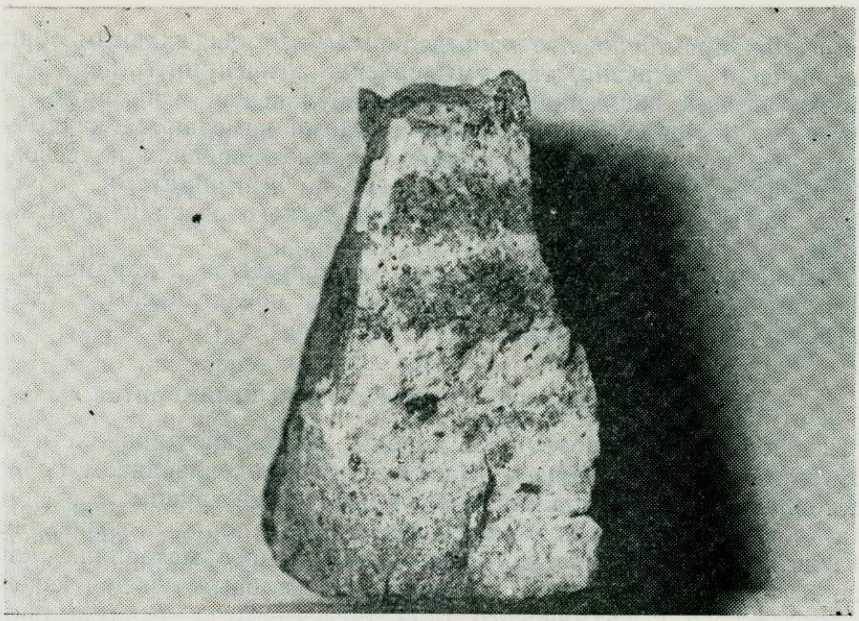


**Рис. IV—23. Литоидный игнимбрит ташкумырсайского типа.** 3/4 натур. величины.

следние отличаются флюидальной текстурой, содержат вкрапленники ортоклаза, альбита и кварца. Угловатые обломки принадлежат главным образом андезитам и их туфам (рис. IV—24).

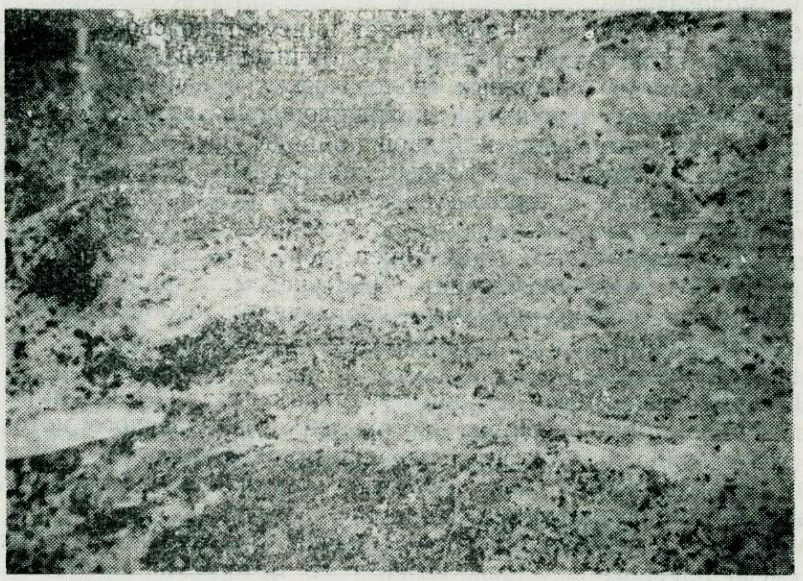


**Рис. IV—24. Литоидный игнимбрит ташкумырсайского типа.** Флюидально-полосчатое строение. Ув. 22, при одном николе.

В значительном количестве в основной массе присутствуют кристаллы и обломки кристаллов альбита, калишпата, кварца. В распределении их наблюдается определенная ориентировка, отвечающая направлению полосчатости игнимбритов.

Весьма характерно, что на отдельных участках, главным образом на периферии экструзии, ташкумырсайские игниспумиты переходят в разности, весьма напоминающие чебулаибулакские игнимбриты, описанные выше. Между этими разновидностями намечаются как бы переходы, свидетельствующие о тесных взаимоотношениях и тесной генетической связи между игниспумитами и игнимбритами, обусловленной, по-видимому, общностью магматического очага и эруптивных центров.

Химический состав игнимбритов и игниспумитов и параметры, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, представлены в следующей главе.

### Условия образования игниспумитов и игнимбритов

Как известно, своеобразные породы эффузивно-пирокластического облика, описанные впервые Абихом (1899) под названием туфолав, в настоящее время разделяются на 2 генетические группы:

а) «игнимбриты» или «сваренные туфы» — породы, возникающие в результате спекания рыхлого пирокластического материала, накопление которого происходит из раскаленных пепловых туч при извержениях пелейского и катмайского типа. Эта гипотеза была выдвинута Маршаллом (1932) для объяснения происхождения риолитов Новой Зеландии и активно поддержана А. Н. Заварицким и рядом других ученых для различных эффузивно-пирокластических пород Советского Союза;

б) «туфолавы» (игниспумиты) — смешанные породы эффузивно-пирокластического облика, возникающие при застывании лавы, обогащенной обломками минералов и горных пород.

Морфологически игнимбриты и игниспумиты весьма сходны между собой. В частности, их объединяет присутствие своеобразных пламеневидных включений — фьямме. Отличительной особенностью игнимбритов, помимо различных геологических признаков, является реликтовая пепловая структура, сохраняющаяся, впрочем, далеко не всегда. Поэтому выяснение истинной природы игнимбритов и игниспумитов зачастую требует детальных микроскопических исследований.

Если в отношении условий образования игнимбритов взгляды исследователей в общем совпадают, то по вопросу о способе образования игниспумитов существует, по крайней мере, три точки зрения. Абих, а затем Ю. Ф. Левинсон-Лессинг (1928) рассматривали туфолавы как текситовые бисоматические лавы, «застывшие в особых условиях, вероятно, богатые водяными парами, быть может, и другими летучими составными частями».

В. П. Петров (1957) сравнивает туфолавы с литоидными пемзами, возникающими в верхних частях пенистого лавового потока. Такого же взгляда на природу туфолав придерживается и Г. Панто (1960), предложивший для них, как нам кажется, более удачное название — игниспумит.

Многие исследователи рассматривают туфолавы как своеобразную смесь лавового и пирокластического материала, возникшую еще в жерле вулкана и затем излившуюся на поверхность. В верхних частях вулканического канала дифференцируется более кислая лава, из которой при эксплозии образуются пламеневидные включения — фьямме. Более основная лава, концентрирующаяся в нижней части канала, впоследствии играет роль цемента (Влодавец, 1957; Фаворская, 1957).

Приведенные выше описания игнимбритов и игниспумитов Южной Джунгарии, как мы уже отмечали (1961), свидетельствуют о разно-

образных и сложных условиях их формирования, не укладывающихся полностью в рамки ни одной из предложенных гипотез.

Рассмотрим прежде всего условия образования достарских и еккульских игниспумитов, которые, несмотря на некоторые морфологические различия, в генетическом отношении имеют много общего. Наиболее характерными их особенностями являются отчетливо выраженные пламеневидные включения — фьямме, тонкополосчатые в первой из упомянутых разновидностей и крупные линзовидные — во второй. Несмотря на кажущиеся различия, узкополосчатые и широкие линзовидные включения аналогичны по внутреннему строению и составу. Возникновение таких включений можно предполагать двояким путем: либо они представляют обычные миндалины, возникшие в результате эпимагматического выполнения газовых пустот, образовавшихся в обогащенных летучими компонентами лавах, либо это шлировые обособления, возникшие на участках потока, обогащенных летучими. На участках, линзовидная форма которых была обусловлена течением лавы, происходила более энергичная раскристаллизация вещества по сравнению с окружающей более бедной летучими лавой. Процесс образования шлирообразных обособлений, таким образом, можно сравнить с возникновением шлиров в пегматоидных гранитах либо пегматитах среди гранитных полей.

По отношению к достарским и еккульским игниспумитам способ образования обычных миндалекаменных лав мало допустим, поскольку линзовидные включения в них носят магматический, а не эпимагматический характер. Это подтверждается как их петрохимическим составом, идентичным составу основной массы, так и фельзитовой или гранофировой структурой, отвечающей структурам магматических пород. Таким образом, наиболее вероятным остается способ возникновения шлировых обособлений, в миниатюре напоминающий процесс пегматитообразования.

Весьма показательно, что несколько позже к таким же выводам пришла Е. П. Зайченко (1963) при исследовании шаровых лав Северного Тянь-Шаня. Этот автор сравнивает шаровые и микрошаровые образования в фельзитах, весьма напоминающие по своему строению фьямме игниспумитов еккульского типа, с миаролами и пегматитовыми выпотами, возникшими в лавах, обогащенных летучими компонентами.

Морфогенетические особенности ташкумырсайских пятнисто-полосчатых игниспумитов, в частности обломочный характер пламеневидных включений и отчетливая пространственная и генетическая связь с силлами и дайками трахилипаритов, свидетельствуют о том, что они произошли в результате смещения еще на глубине лавового и пирокластического материала и последующего его извержения на поверхность по разломам, межформационным трещинам или каналам центрального типа. Таким образом, по своему генезису ташкумырсайские игниспумиты весьма напоминают семячинские туфолавы, описанные В. Н. Влодавцем (1957).

Чебулайбулакские игнимбриты в морфологическом отношении занимают обособленное положение. Они отличаются существенно туфовым (пепловым) составом основной массы и своеобразным характером включений, среди которых наряду с фьямме широко представлены угловатые эпигенетические обломки. Вместе с тем, по петрохимической характеристике чебулайбулакские игнимбриты, так же как и другие разновидности, соответствуют трахилипаритам. Наконец, наблюдаемая во многих случаях пространственная связь чебулайбулакских игнимбритов с силлами и дайками игниспумитов ташкумырсайского типа позволяет рассматривать их как соответственно экструзивные и пирокластические продукты одного эксплозивного цикла.

Интересную аналогию подобного процесса можно усмотреть в данных по туфолавам аясайской свиты ($C_3$) в Северном Тянь-Шане. Туфолавы липаритов аясайской свиты на южном склоне Чаткальского хребта, описанные Б. А. Рыбаловым (1957) в виде даек и силлов, весьма напоминают, с этой точки зрения, ташкумырсайские игнеспумиты Южной Джунгарии. С другой стороны, на южных склонах Кураминского хребта туфолавы того же липаритового состава, относящиеся к той же аясайской свите, образуют несколько мощных, почти горизонтально залегающих покровов, отнесенных подробно изучившей их И. М. Воловиковой (1960) к типичным игнимбритам. Можно предполагать, что и в случае, описанном для Северного Тянь-Шаня, туфолавы относятся к одному и тому же эксплозивному циклу и лишь отличаются по способу своего образования.

Архарлинские игнимбриты по своей морфологии, геологическим и петрохимическим особенностям чрезвычайно напоминают игнимбриты Армении, описанные А. Н. Заварицким и утемисские игнимбриты Семейтауских тор (Фремд, 1961).

Генезис айнабулакских шаровых игнимбритов должен быть рассмотрен несколько подробней. Начиная с 80-х годов прошлого века условия образования шаровых лав неоднократно рассматривались в литературе. Но особенно много соображений высказано за последние 10—15 лет в связи с общим подъемом интереса к вулканизму и продуктам его деятельности. Весьма полные списки литературы по этому вопросу помещены в работе М. А. Гиляровой (1959) и в сборнике «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах» (1963).

Вместе с тем, в игнимбритах и игнеспумитах, являющимися по существу самыми распространенными породами кислых вулканогенных толщ, шаровые образования до последнего времени не рассматривались. Отдельные упоминания о шарах и сферолитах в игнимбритах встречаются главным образом в работах, посвященных спекшимся туфам Йеллоустонского парка (F. Boyd, 1961), Аризоны (H. Enlows, 1955) и других районов Северной Америки (C. Ross a. R. Smith, 1961). По-видимому, вследствие недостаточных данных упомянутые авторы не уделили этим образованиям специального внимания.

В настоящее время наибольшим признанием пользуются гипотезы образования шаровых лав путем ликвации и путем сферолитовой кристаллизации. В первом случае подразумевается, что в результате разделения магмы на два несмешивающихся расплава происходило обособление жидких капель, затвердевших затем в виде шаров. Во втором случае образование шаров происходило при кристаллизации в переохлажденной магме крупных радиально-лучистых сферических агрегатов. Представление о подобном способе образования сферокристаллов находит подтверждение как в природе, так и в условиях эксперимента и является общепризнанным.

Вместе с тем, отмеченные два способа образования шаровых лав далеко не исчерпывают всего разнообразия природных процессов и в ряде случаев не находят подтверждения в реальной обстановке. Ни одна из этих гипотез не может объяснить образование шаровых игнимбритов Южной Джунгарии, поскольку наблюдаемые там шаровые обособления ни в коей мере нельзя признать ни за продукты ликвации, ни за продукты сферолитовой раскристаллизации. Шаровые игнимбриты Южной Джунгарии образовались, скорее всего, следующим образом.

Как известно, игнимбритовые потоки отличаются от обычных лавовых потоков более высокой концентрацией газовых продуктов,

играющих весьма существенную роль как при движении газово-жидких эмульсий, так и при их остывании и кристаллизации.

Естественно, что при остывании игнимбритов газообразные продукты выделялись в виде мелких пузырей прежде всего в верхней части потока, что способствовало увеличению вязкости расплава и образованию тонкой корки на поверхности. Выделение газообразных продуктов из более глубоких частей игнимбритового потока было затруднено с самого начала, а после образования твердой корки прекращалось вовсе. Таким образом, на глубине вязкого расплава концентрировались газовые пузыри, вокруг которых, естественно, возникали твердые оболочки. Внутри шаров, как в закрытой системе, происходило охлаждение и конденсация газообразной фазы в концентрированный раствор с последующей его кристаллизацией.

Представление о подобном способе образования, высказанное впервые Иддингсом (1899), для шаров, наблюдающихся в обсидианах Йеллоустонского парка *, в последнее время подтверждается на примерах шаровых лав Приморья (Фаворская, 1963), Северного Тянь-Шаня (Зайченко, 1963) и в ряде других случаев. Оно находит подтверждение и в наших ранних исследованиях игнимбритов Южного Казахстана (Фремд, 1961).

Фельзиты, встречающиеся в ядрах некоторых шаров, по существу являются эпигенетическими обломками, захваченными игнимбритовым потоком в момент эксплозии. В дальнейшем такие обломки обволакивались игнимбритовой массой. Характерно, что на присутствие сравнительно крупных обломков пемзы в игнимбритах указывает ряд авторов (C. Ross a. R. Smith, 1961 и др.).

Образование микрошаров, отмеченных как в самих шаровидных обособлениях игнимбритов, так и в цементирующей массе, происходило, по-видимому, совсем иным способом и связано с процессами сферолитовой раскристаллизации вещества. В этом убеждает нас пример сферолитовых шаровых обособлений, описанный для липаритовых стекол в горах Архарлы (Русаков, Фремд, 1960).

Одним из вопросов, важных для понимания генезиса игнимбритов и вообще вулканогенных пород, является природа окраски вишнево-красных и пепельно-серых игнимбритов и игниспумитов. Как уже отмечалось, обе разновидности идентичны в петрохимическом отношении и связаны друг с другом постепенными переходами. Таким образом, можно с уверенностью считать, что изменение первоначальной пепельно-серой окраски, свойственной свежим неизмененным липаритам и трахилипаритам, на вишнево-красную обусловлено не различием в петрохимическом составе, а соотношениями закисного и окисного железа. Последнее под влиянием кислорода воздуха или газотерм развивается в виде тонкой пылевидной вкрапленности гематита, придающего породе вишнево-красный цвет.

Различие в окраске основной массы и сингенетических пламеневидных включений (как более темных, так и более светлых, чем основная масса), также, по-видимому, обусловлено не различием химико-петрографического состава, а кристаллическим состоянием (степенью раскристаллизации) вещества. Черные включения, как правило, состоят из свежего нераскристаллизованного стекла с флюидальной текстурой. Кирпично-красные или светло-серые включения (или основная масса) представлены обычно в той или иной степени раскристаллизованным стеклом с фельзитовой, сферолитовой или перлитовой структурой.

* В связи с последними американскими работами (C. Ross a. R. Smith, 1961; F. Boyd, 1961) можно полагать, что породы, описанные Иддингсом как обсидианы, на самом деле представляют собой игнимбриты.

### Витрокластические лавобрекчии

Эти своеобразные породы довольно часто встречаются на периферии фельзитовых некков, будучи генетически связаны как с фельзитами некков, так и с окружающими их полями игнимбритов. Горизонт таких лавобрекчий, переходящих в игнимбриты, хорошо изучен в горах Архарлы на контакте с Северовосточным некком, описанным в предыдущей главе.

Макроскопически лавобрекчии представлены массивными породами кирпично-красного цвета, заключающими в основной стекловатой массе обломки красно-бурого стекла и темно-серых андезитовых лав. Количество темноокрашенных обломков не превышает 20% от всего материала, слагающего лавобрекчии. Под микроскопом видно, что основная масса (базис) лавобрекчий состоит из обломков кислого вулканического стекла различной крупности, цементируемого еще более мелким пепловым материалом.

Сравнительно крупные обломки вулканического стекла (0,5—1 мм), незаметные невооруженным глазом (по цвету и по структуре не отличаются от базиса), под микроскопом выглядят как типичные вулканические стекла с отчетливо выраженной перлитовой отдельностью и вкрапленниками свежего плагиоклаза или санидина. Более мелкие обломки стекла, относящиеся по размерам уже к пепловому материалу, имеют самые причудливые формы. Чаще всего встречаются серповидные вогнутые и выпуклые обломки, представляющие, повидимому, осколки, образовавшиеся при взрывах газовых пузырьков. Эти обломки окрашены окислами железа в красно-бурые тона. При скрещенных николях они обнаруживают аморфное или полукристаллическое строение. Встречаются выполненные халцедоном или хлоритом пузырьки с концентрической оболочкой из красно-бурого стекла.

Все обломки цементируются серой пепловой полураскристаллизированной массой, лишь слабо действующей на поляризованный свет. Количество тонкого пеплового материала в шлихах различно. Наблюдаются шлифы, в которых пепел выполняет лишь межпоровое пространство. В других случаях пепел, присутствуя в большом количестве, цементирует отдельные, не соприкасающиеся между собой обломки.

Обломки андезитовой лавы отличаются сравнительно небольшими размерами (1—5 мм). Но в обнажениях нередко можно встретить обломки до 25—30 см в поперечнике. Под микроскопом мелкие обломки андезитовой лавы имеют зачастую удлиненную грушевидную форму, напоминающую форму миниатюрных лапиллей. Реже встречаются обломки неправильной угловатой формы.

По составу среди обломков андезитовых лав различаются, во первых, андезиты, состоящие из мелких фенокристов плагиоклаза (андезина), погруженных в основную массу из бурого или черного стекла. Фенокристы свежего, почти не затронутого эпимагматическими процессами андезина (реже лабрадора), имеют длину до 0,25 мм. Реже встречающиеся вкрапленники темноцветного минерала, полностью хлоритизированного, не определены. Присутствуют мелкие (до 0,1 мм) с хорошей огранкой кристаллы магнетита. Кроме того, пылевидные включения магнетита в большом количестве содержатся в стекловатом базисе, чем вызывают его темную окраску.

Во-вторых, встречаются андезиты, состоящие из основной массы со структурой промежуточной между гиалопилитовой и пилотакситовой. Основная масса в этих породах сложена микролитами плагиоклаза, в расположении которых наблюдается определенная ориенти-

ровка, обусловленная течением лавы. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены стеклом с тонкой пылевидной вкрапленностью магнетита. Размеры микролитов, имеющих форму узких таблиц, по длинной оси достигают 50—80 микрон. Структура основной массы гиалопилитовая или пилотакситовая. Фенокристы представлены очень свежими плагиоклазами — андезинами или лабрадорами. Их размеры колеблются в пределах 0,8—1,0 мм.

Микроскопическое изучение туфобрекчий позволяет с большей долей вероятности связывать их образование с более ранним этапом извержения вулкана, предшествовавшим образованию пермских фельзитовых некков, сохранившихся до нашего времени.

## СРЕДНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В группе средних и основных пород преимущественным распространением пользуются андезиты и андезито-базальты, также их пирокласты (туфы, туфоагломераты и туфобрекчии). Эти породы, как правило, слагают крупные стратифицированные линзы — руины стратовулканов, либо залежи, не обнаруживающие непосредственной связи с центрами извержений.

### Андезиты

Среди андезитов по характеру вкрапленников удобно различать плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разности.

Плагиоклазовые андезиты, встречающиеся главным образом в составе конуроленской свиты, характеризуются относительной бедностью фемическими минералами. Пироксены и амфиболы представлены в основной массе породы в виде мелких зерен или лейст, с трудом диагностируемых ввиду интенсивной их хлоритизации. Изредка амфиболы и пироксены образуют вкрапленники, уступающие, впрочем, по размерам вкрапленникам плагиоклазов. Таким образом, железо и магний в андезитах присутствуют главным образом в составе стекла, которое, как правило, подвергается интенсивной хлоритизации, сопровождающейся выделением вкрапленности рудных минералов. Весьма характерно, что амфиболы подвергаются значительно более интенсивной хлоритизации, чем пироксены. Под микроскопом основная масса андезитов с интерсертальной, переходящей в гиалопилитовую, структурой, состоит из микролитов плагиоклазов и очень мелких зерен пироксена — авгита и амфибола, погруженных в бурое непрозрачное, вследствие густой вкрапленности рудного вещества, стекло (рис. IV—25, IV—26).

Микролиты плагиоклаза отличаются продолговатой, лейстовидной формой с размерами лейст 20—30 мкр (пилотакситовая структура), либо изометрической короткостолбчатой формой с длиной столбиков от 20 до 50 мкр и толщиной от 5 до 10 мкр (интерсертальная структура). Несмотря на незначительные размеры, в лейстах и особенно в брусочках хорошо наблюдается полисинтетическая двойниковая штриховка, а в отдельных случаях и зональность.

По составу микролиты, на основании замеров угла симметричного погасания, должны быть отнесены к № 15—20. Во всех случаях при измерении показателя преломления (методом Бекке) были получены данные, свидетельствующие о более высоких показателях преломления, чем показатель преломления канадского бальзама (за исключением тех случаев, когда лейсты плагиоклаза нацело альбитизированы).

Пироксены встречаются в виде очень мелких (3—10 мкр) изометрических зерен, реже таких же мелких удлиненных лейст, зажатых среди микролитов плагиоклаза. Значительная часть зерен пироксена

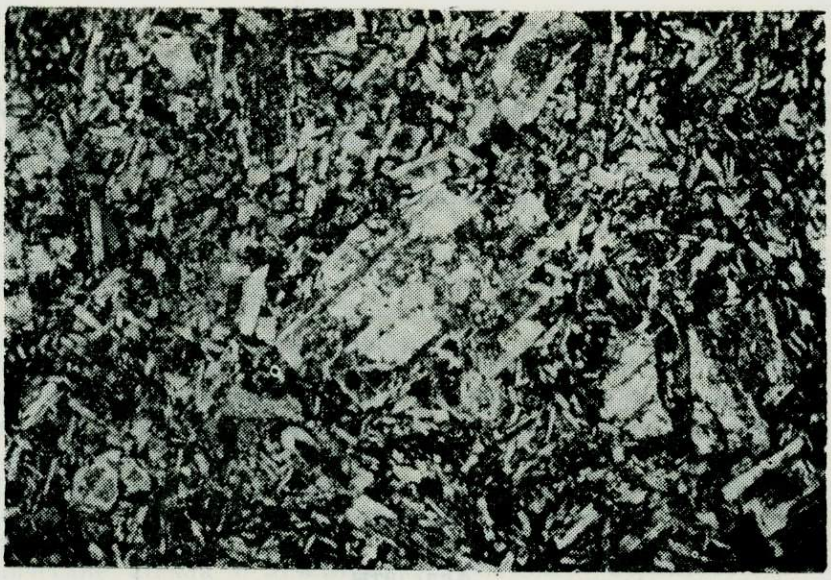


**Рис. IV—25. Плагиоклазовый андезит с интерсертальной структурой основной массы.** Ув. 22, при скрещенных николях.

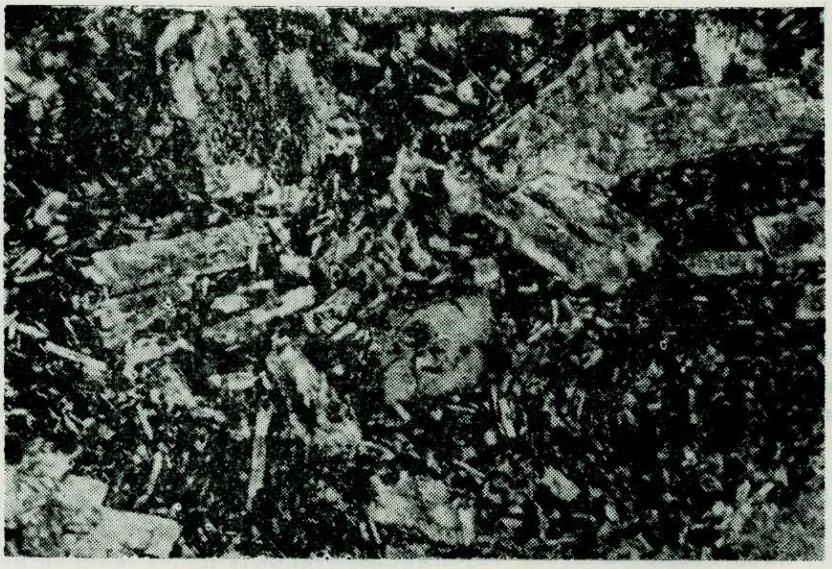


**Рис. IV—26. Плагиоклазовый андезит с серийно-порфировой структурой.** Ув. 22, при скрещенных николях.

хлоритизирована и почти не выделяется среди хлоритизированного стекла и рудной пыли. Поэтому при беглом просмотре шлифов создается впечатление, что фемические первичные минералы в породе почти полностью отсутствуют. При более внимательном изучении это первое впечатление постепенно рассеивается.

Более или менее уцелевшие от хлоритизации зерна пироксена почти бесцветные или бледно-зеленые, с отчетливым положительным рельефом хорошо заметны на фоне более низкопреломляющих плагиоклазов. В скрещенных николях интерференционная окраска пироксенов не поднимается выше желтых тонов спектра (0,020), угол погасания в удлиненных лейстах составляет 35—42°, наибольшее количество за-

меров дает 40°. Угол оптических осей (2V) по ряду замеров дает +49—53°. Таким образом, по оптическим константам пироксен может быть отнесен к авгиту.

Стекло, составляющее не менее 30% основной массы, бурого цвета, полупрозрачно или вовсе непрозрачно в связи с выделением густой вкрапленности рудного вещества. Стекло вместе с зернами пироксена и амфибола выполняет промежутки между лейстами плагиоклаза. Судя по показателю преломления, более низкому, чем у канадского бальзама, стекло относится к кислым разностям, содержащим высокий процент кремнекислоты.

Порфировые выделения в андезитах принадлежат только плагиоклазу. Вкрапленники фемических минералов, как мы уже отмечали, за редким исключением, отсутствуют. Вкрапленники плагиоклазов встречаются в большом количестве (до 50%) и отличаются крупными размерами (1,5—3, иногда 5 мм). Призматические кристаллы часто имеют обломанные края или разбиты трещинами. Отчетливо выражено полисинтетическое двойниковое строение. Вкрапленники плагиоклазов на основании замеров угла симметричного погасания относятся к № 20—25, т. е. отличаются от микролитов несколько большей основностью, что не противоречит общим закономерностям (А. Н. Заварицкий, 1956). Во многих вкрапленниках хорошо наблюдается зональное строение. При этом центральные зоны отличаются большей основностью.

Изредка в андезитах встречаются газовые пустоты продолговатой или округлой формы. Обычные размеры подобных пустот 2—3 мм в диаметре, но встречаются и более крупные — с диаметром 5—10 мм. Пустоты выполнены бледно-зеленым хлоритовым веществом, опалом или карбонатом. Нередко выполняющее вещество образует лишь корочки вдоль стенок газовых пустот. В других случаях выполнения отличаются зональным строением. Вдоль стенок чаще всего отлагается хлорит. Центральная часть пустот бывает заполнена опалом, халцедоном или кальцитом.

Рудное вещество встречается в виде густой, обычно мелкой или пылевидной вкрапленности магнетита в стекле основной массы. Наряду с тонкой вкрапленностью встречаются и более крупные зерна или хорошо ограниченные кристаллы. Андезиты широко охвачены пропилитизацией, генетически связанной с фумарольно-сольфатарной деятельностью.

Плагиоклаз-пироксеновые андезиты развиты преимущественно в составе долантауской, катутауской и кузгунской свит. Обычно они слагают крупные стратифицированные линзообразные тела, представляющие реликты верхнепалеозойских стратовулканов. Макроскопически они предстагляют собой массивные темно-зелено-черные породы с афанитовой или микрозернистой основной массой, крупными (до 3 мм) бутылочно-зелеными вкрапленниками пироксена и светло-зелеными вкрапленниками плагиоклаза. Количество вкрапленников к общему объему породы составляет 25—30%.

Структура основной массы в зависимости от соотношений стекла и микролитов плагиоклаза и пироксена меняется от гиалопилитовой до пилотакситовой. Основная масса породы состоит из микролитов относительно свежего плагиоклаза, интенсивно хлоритизированных зерен пироксена, стекла и тонкой пылевидной вкрапленности рудного вещества. Количественными взаимоотношениями и взаимным расположением отмеченных выше компонентов определяется, в основном, весьма разнообразная микроструктура основной массы описываемых пород. Чаще всего наблюдается интерсертальная структура, обусловлен-

ная беспорядочным расположением лейст плагиоклазов, в промежутках между которыми оказались зажатыми зернышки клинопироксена, кристаллики магнетита и остатки стекла. Достаточно часто встречаются гиалопиллитовая и пилотакситовая структуры, различающиеся в основном по преобладанию стекла и параллельному расположению микролитов плагиоклаза (рис. IV—27). При резких различиях в раз-

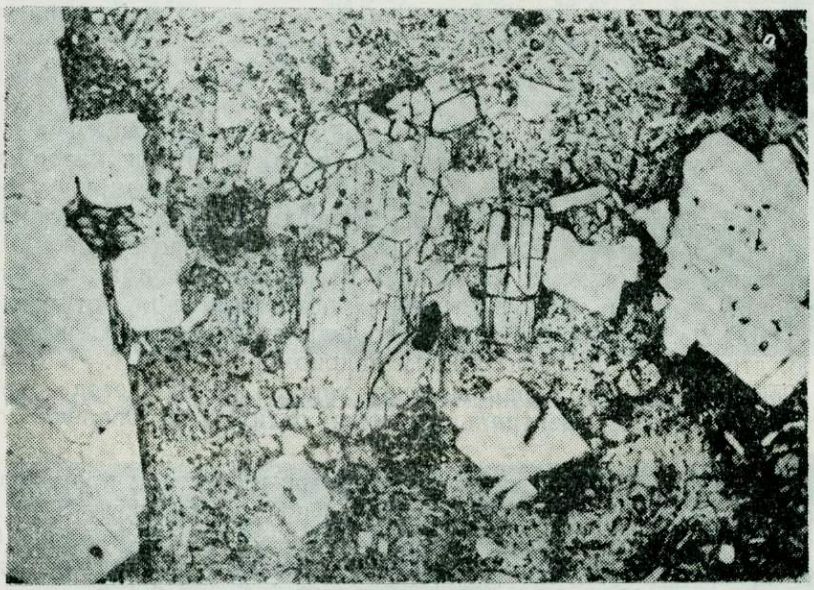


**Рис. IV—27. Плагиоклаз-пироксеновый андезит.** Крупные вкрапленники плагиоклаза и пироксена в основной массе с гиалопилитовой структурой. Ув. 22, при одном николе.

мерах плагиоклазов и пироксенов наблюдается интергранулярная структура, а в отдельных хорошо раскристаллизованных образцах — микродолеритовая.

Микролиты плагиоклазов имеют форму коротких лейст или брусочков с почти изометричным поперечным сечением. Их размеры колеблются от 0,01 до 0,1 мм. На основании замеров угла симметричного погасания они относятся к олигоклаз-андезину (№ 25—30). Микролиты пироксенов, обычно сильно хлоритизированные, относятся к авгиту.

Среди вкрапленников по относительным их размерам можно выделить несколько «серий» от крупных, размером 3—5 мм, до мелких, размером 0,1—0,3 мм, позволяющих говорить о серийно-порфировой структуре.

Вкрапленники плагиоклазов слабо затронуты постмагматическими процессами, обычно в них хорошо наблюдается полисинтетическая двойниковая штриховка и довольно часто — зональное строение. На основании замеров на столике Федорова они относятся к олигоклаз-андезину (№ 30—35) или андезин-лабрадору (№ 45—55).

Для вкрапленников пироксенов определены следующие характерные для авгита оптические константы; $2V = +60$; $cNg = 39—44°$; $Ng — Np = 0{,}025$.

В небольшом количестве встречается гиперстен с отчетливым плеохроизмом от бледно-розового до желтоватого и зеленовато-голубоватого по оси Ng.

## Андезито-базальты

Андезито-базальты представляют собой темно-зелено-черные массивные породы с афанитовой или очень тонкозернистой основной массой, на фоне которой отчетливо выделяются крупные (1—3 мм) фенокристы плагиоклаза и пироксена. В среднем количество фенокристов составляет 20—25% объема породы. Основная масса породы состоит главным образом из бурого стекла, заключающего в себе тончайшую вкрапленность рудного вещества, делающего стекло почти непрозрачным. Мутный облик стекла усугубляется его хлоритизацией, связанной, очевидно, так же как и вкрапленность магнетита, с постмагматическими гидротермальными процессами (рис. IV—28, IV—29).

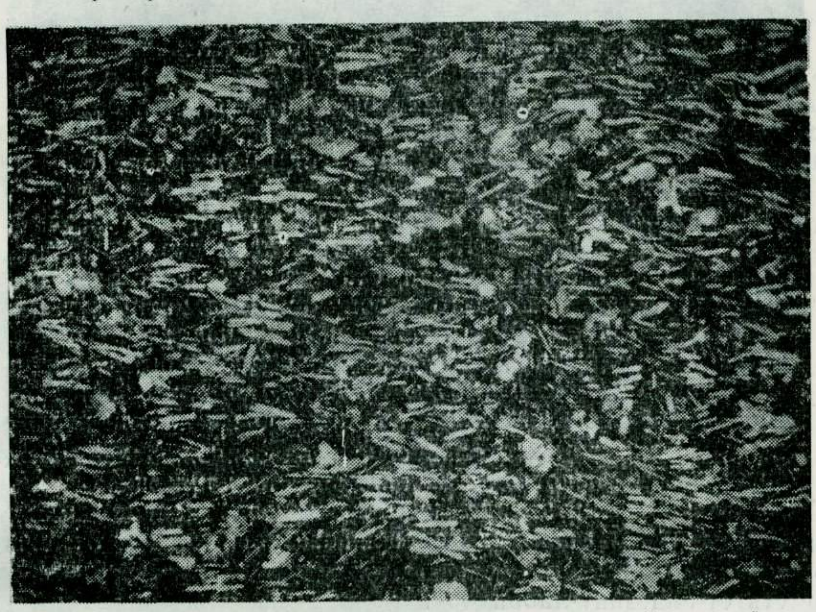


**Рис. IV—28. Андезито-базальт с пилотакситовой структурой основной массы.** Ув. 22, при скрещенных николях.

Присутствие в основной массе среди преобладающего стекла мелких субпараллельных микролитов плагиоклазов и полуразложившихся зернышек пироксена позволяет считать ее структуру гиалопилитовой. Необходимо отметить еще одну весьма характерную черту строения основной массы — ее пузырчатость. Пузырьки отличаются округлой или неправильной формой. Размеры их колеблются от 0,1 до 1 мм в поперечном сечении. В большинстве случаев они выполнены хлоритом. Наблюдается чаще всего субпараллельное расположение пузырьков, очевидно, совпадающее с направлением течения потока.

Порфировые выделения, как уже отмечалось, представлены плагиоклазами и пироксенами. Нередко вкрапленники этих минералов образуют гломеропорфировые сростки. Кроме фенокристаллов, довольно обильны микропорфировые выделения длиной от 0,05 до 0,15 мм. В отдельных случаях наблюдаются «серийные» переходы от микролитов до сравнительно крупных порфировых выделений (серийно-порфировая структура).

Микролиты плагиоклаза представляют тончайшие лейсты, длина которых составляет от нескольких до 40—50 микрон, а толщина до 5—10 микрон. Определение их по углам погасания в поперечном сечении перпендикулярном (100) дают № 45—55, что отвечает андези-

нам-лабрадорам. Микролиты пироксенов в большинстве случаев сильно разложены, как правило, замещаются хлоритом; судя по отдельным определениям, они относятся к авгиту.

Вкрапленники плагиоклаза, хотя и затронуты постмагматическими преобразованиями, в большинстве случаев хорошо поддаются опре-

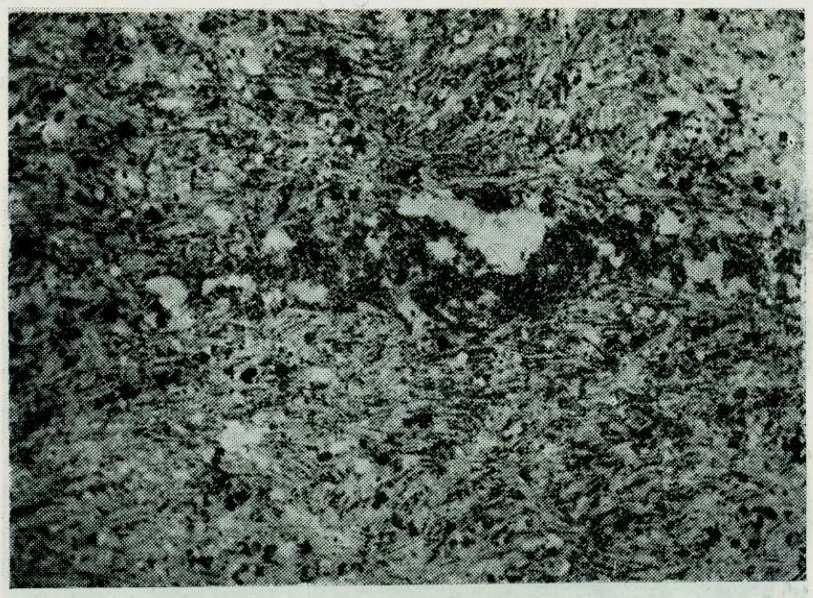


**Рис. IV—29. Андезито-базальт с пилотакситовой и гиалопилитовой структурой основной массы.** Ув. 22, при одном николе.

делению точными методами. Замеры оптических констант на столике Федорова позволяют определить их номер в пределах 50—59, что соответствует андезину-лабрадору.

Пироксены вкрапленников представлены главным образом авгитом и лишь в отдельных случаях гиперстеном.

Авгит встречается в виде крупных призм (1—3 мм), реже ксеноморфных зерен с обычными для них оптическими константами:

$$cNg = 44—55°;\ 2V = +50—52°;\ Ng — Np = 0{,}024.$$

Гиперстен характеризуется отчетливым плеохроизмом от розоватого по Np до желтоватого по Nm и зеленоватого (зеленовато-голубоватого) по Ng.

### Туфы андезитов и андезито-базальтов

Туфы андезитов и андезито-базальтов как макроскопически, так и под микроскопом чрезвычайно напоминают свои эффузивные аналоги и разграничение их невозможно без полевых наблюдений. Как уже отмечалось, вследствие слабой сопротивляемости процессам выветривания в отличие от устойчивых лавовых покровов, туфы в обнажениях представлены рыхлыми буровато-серыми породами, легко рассыпающимися при ударе молотком. В рельефе туфам соответствуют ложбины, в то время как покровные андезиты выступают в виде узких гребешков.

Макроскопически туфы, как и покровные андезиты, представляют породы темно-серого или темно-зеленого цвета с плотной витрокристаллокластической цементирующей массой и крупными обломками кристаллов плагиоклаза.

Под микроскопом туфы состоят из обломков крупных кристаллов плагиоклазов, сцементированных мелкообломочной массой, состоящей из бурого хлоритизированного стекла и микролитов плагиоклаза. Обломки кристаллов плагиоклаза весьма напоминают фенокристы покровных андезитов, а цементирующая мелкообломочная масса мало отличается от основной массы последних.

Большое сходство в петрографической характеристике описанных эффузивов и их пирокластов является характерной особенностью пород данной петрографической провинции и должно учитываться при полевых и камеральных работах. Туфы по сравнению с эффузивами более интенсивно пропилитизированы, что обусловлено большой их пористостью и проницаемостью для газогидротерм.

В составе туфовых горизонтов в большом количестве присутствуют вулканические бомбы и лапилли — образования округлой или продолговатой формы, величиной от яйца до арбуза. В отдельных случаях встречаются бомбы диаметром до 0,5 м. Бомбы распределяются в пределах отдельных туфовых горизонтов беспорядочно. Как более устойчивые, чем туфы образования, они отлично отпрепарированы процессами выветривания и легко выбиваются из породы (рис. IV—30).

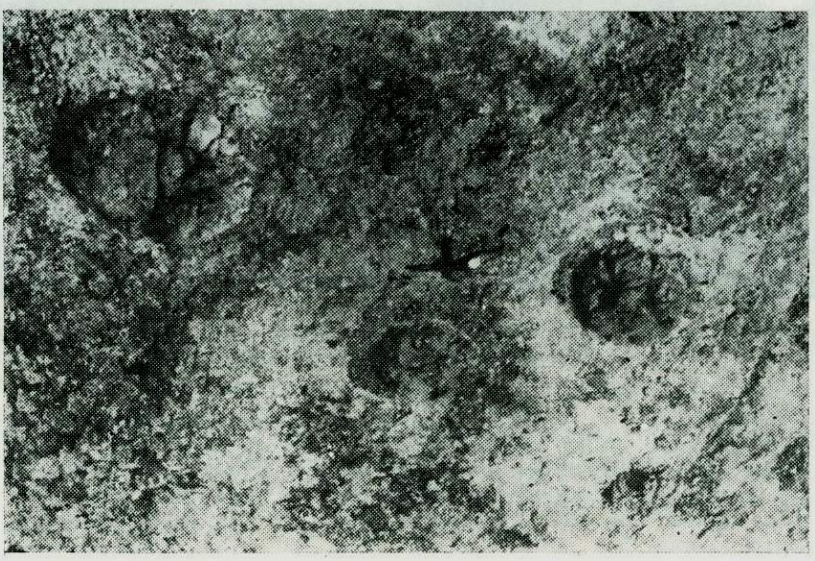


**Рис. IV—30. Отпрепарированные андезитовые вулканические бомбы в составе конуроленской свиты.** Горы Долантау.

## Пропилитизация андезитов и их туфов

Процессы пропилитизации андезитов и их туфов проявляются в развитии ряда специфических минералов; хлорита, эпидота, альбита, карбонатов, магнетита, частично или полностью заменивших первичные минералы андезитов.

Наибольшим развитием пользуется хлорит, который замещает не только стекло основной массы андезитов, но также, что весьма характерно, развивается и по плагиоклазам. Нередко можно наблюдать сравнительно свежие, лишь отчасти соссюритизированные плагиоклазы, в которых по трещинам спайности и катаклаза развивается светло-зеленый с отчетливым плеохроизмом, а иногда буроватый, окрашенный окислами железа, хлорит. Постепенно хлорит разрастается и образует

уже не прожилки, а слагает целые участки, замещающие полевые шпаты.

Особенно часто агрегаты хлорита образуются на пересечении системы нескольких трещин. Совместно с хлоритом, как правило, встречается вкрапленность мелкозернистого магнетита. В некоторых случаях выборочно разлагаются и замещаются хлоритом либо соссюритом отдельные полоски в полисинтетически двойниковых агрегатах, в то время как остальная часть агрегата остается совершенно свежей, неизмененной. Хлорит хорошо образуется также в газовых пустотах, встречающихся в андезитах (рис. IV—31).

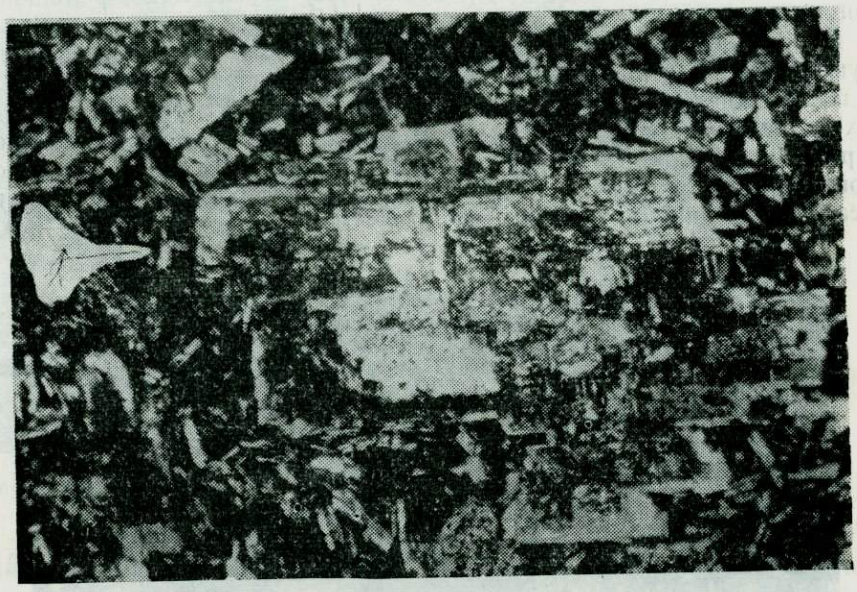


**Рис. IV—31. Плагиоклазовый андезит. Замещение плагиоклаза хлоритом.**
Ув. 60, при скрещенных николях

Эпидот по сравнению с хлоритом занимает подчиненное положение и только в отдельных случаях он развивается достаточно широко. Обычно он встречается в виде мелкозернистых агрегатов, радиально-лучистых скоплений или отдельных кристаллов, замещающих полевые шпаты.

Альбит наблюдается довольно широко в виде наружных каемок на фенокристах плагиоклаза, а также в виде лейст, замещающих микролиты основной массы.

Карбонатизация проявляется в относительно небольшом масштабе. Агрегаты кальцита чаще всего заполняют газовые пустоты, а в ряде случаев образуют также псевдоморфозы по полевым шпатам и темноцветными минералами.

Туфы, вследствие своей повышенной пористости, подвергаются более интенсивной пропилитизации, чем плотные лавовые покровы. Весьма любопытно, что более интенсивной пропилитизации подвергаются вулканические бомбы. Нередко встречаются бомбы, превращенные в мономинеральную эпидотовую породу. Такой избирательный метасоматоз, затронувший преимущественно крупнообломочный материал, можно объяснить развитием трещин кливажа, на пересечении которых оказались крупные обломки, бомбы и лапилли. Таким образом, бомбы оказались в центре своеобразных трещинных «узлов», которые пропитывались гидротермальными растворами.

## КИСЛЫЕ ЭКСТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В строении полигенных вулканов, наряду с игнимбритами, игнеспумитами, туфами и лавами околожерловых фаций, рассмотренных выше, большую роль играют экструзивные, некковые и дайковые образования, петрографическое описание которых приводится.

Липариты, фельзит-порфиры и фельзиты — наиболее распространенные в Южной Джунгарии кислые экструзивные породы, принимающие участие в строении некков, даек и субвулканов. Указанные разности пород тесно связаны между собой взаимопереходами и одновременно слагают как крупные тела, так и мелкие массивы.

### Фельзиты

Макроскопически — это розовые или мясо-красные породы с афанитовой основной массой и редкими вкрапленниками полевых шпатов или совсем без них. Весьма характерной особенностью фельзитов является отчетливо выраженная флюидальная текстура, наблюдаемая как в штуфах, так и под микроскопом.

Вместе с тем, в отдельных массивах или на участках массивов флюидальность макроскопически слабо заметна и выявление ее требует пристального внимания. Флюидальность лучше проявляется в краевых частях массива, что, возможно, связано с повышенной теплоотдачей и большой вязкостью магмы на периферии лавового столба.

Наряду с тонкофлюидальными фельзитами, имеющими наибольшее распространение, в отдельных случаях встречаются грубофлюидальные фельзиты с шириной полосок, достигающей 5—15 м. Обычно такие фельзиты связаны с еще одной разновидностью, так называемыми крупносферолитовыми фельзитами, описанными на периферии некка Казылчеку (Русаков, Фремд, 1960). В указанном случае все эти разновидности связаны между собой взаимопереходами.

Следующей особенностью фельзитов является весьма отчетливо выраженная столбчатая отдельность. На склонах некков от подножия до вершины наблюдается серия узких длинных многогранников, разделенных горизонтальными трещинами на блоки. Характерно, что многогранники расположены не строго вертикально или наклонно, а в разных направлениях, соответствующих направлению флюидальности вязкой лавы, изливавшейся на поверхность.

Тонкофлюидальные фельзиты под микроскопом состоят из полураскристаллизованной основной массы и небольшого количества мелких фенокрист плагиоклаза (олигоклаза), кварца и биотита. Основная масса имеет микросферолитовую или фельзитовую структуру. Причем, весьма характерно, что те и другие структуры могут одновременно присутствовать в породе и нередко оказывают влияние на характер микрофлюидальной текстуры фельзита.

Основная масса со сферолитовой структурой состоит из вещества, слабо действующего на поляризованный свет, собранного в сферолиты — мелкие шаровидные обособления с радиально-лучистым строением. В одних случаях сферолиты образуют беспорядочные скопления, не оказывающие влияния на текстурный рисунок фельзитов, в других — они группируются параллельными рядами, цепочками, полосками, отделенными одна от другой полосками нераскристаллизованного стекла либо полураскристаллизованного микрофельзитового вещества. Сложены сферолиты кварц-полевошпатовым полураскристаллизованным веществом с показателем преломления ниже канадского бальзама. В центре

сферолитов часто находится изотропное вещество, не реагирующее на поляризованный свет.

Основная масса с фельзитовой структурой отличается либо однородным строением, либо состоит из полосок в различной степени раскристаллизованного вещества. Часто встречаются фельзиты с основной тонкофлюидальной массой, состоящей из чередующихся полосок с микрофельзитовой и полосок с микросферолитовой структурой.

Наконец, можно наблюдать фельзиты, основная масса которых состоит из полосок с микрофельзитовым строением и полосок или цепочек из тонкозернистого кварца. Единичные фенокристы принадлежат плагиоклаз — андезину, обычно с хорошо выраженной полисинтетической штриховкой. В одних случаях плагиоклазы сохраняют очень свежий облик, в других — сильно разрушены. Изредка встречаются также оплавленные зерна кварца.

Грубофлюидальные фельзиты, детально изученные на периферии Северовосточного некка в горах Архарлы, под микроскопом состоят из широких кирпично-красных полос (ширина 10—15 мм) с микросферолитовым строением. Спорадически встречаются крупные сферолиты с диаметром 5—10 мм, указывая на тесную генетическую связь с крупносферолитовыми фельзитами, описываемыми ниже.

Крупносферолитовые фельзиты, также отчетливо выраженные на периферии Северовосточного некка в горах Архарлы, где они связаны переходами с грубофлюидальными фельзитами, представляют породу сургучно-красного или бурого цвета с неровной бугристой поверхностью и раковистым изломом. Они состоят из радиально-лучистых образований, тесно соприкасающихся между собой. Размеры сферолитов от 5 до 10 мм. Под микроскопом видно, что в одних случаях сферолиты состоят из радиально-лучистых игольчатых кристаллов, развивающихся из одного центра, в других — заключают в себе несколько центров раскристаллизации, располагающихся вокруг главного центра.

Среди сферолитовых фельзитов встречаются отдельные полосы яшмовидных сургучно-красных грубофлюидальных фельзитов, состоящих из того же полураскристаллизованного вещества, что и сферолиты. Таким образом, можно предполагать, что образование в одних случаях сферолитовых, а в других — грубофлюидальных фельзитов определяется условиями, в которых происходила раскристаллизация вещества. Можно предполагать, что при образовании грубофлюидальных фельзитов, раскристаллизация вещества происходила в процессе движения вязкой лавы, в связи с чем возникающие сферолиты сливались между собой в полосы и цепочки. Крупнокристаллические фельзиты возникали в то время, когда движение стекловатой лавы прекращалось и возникли условия, типичные для переохлажденной жидкости, — с образованием одновременно многочисленных центров кристаллизации.

Фельзит-порфиры по существу являются фациальными разновидностями и отличаются лишь присутствием в значительном количестве фенокрист полевых шпатов, изредка кварца. Основная масса фельзит-порфиров не отличается от подробно описанной основной массы фельзитов. Вкрапленники, представленные сравнительно крупными (1—3 мм) таблитчатыми кристаллами андезина или олигоклаза, обычно обтекаются основной массой. Во многих случаях фельзит-порфиры могут рассматриваться как базокварцевые липариты. Это подтверждается, в частности, незаметными переходами к разностям, содержащим наряду с вкрапленниками полевых шпатов, вкрапленники кварца.

## Липариты

Типичные липариты представляют собой мясо-красные или светло-серые породы с афанитовой основной массой и вкрапленниками водянопрозрачного кварца и полевых шпатов. Структура основной массы фельзитовая, сферолитовая или микрогранитная. В последнем случае породы могут рассматриваться как микрограниты. Сферолиты, образующие основную массу, состоят из полевошпатовых агрегатов с отчетливо заметным секториальным погасанием. Размеры их чаще всего не превышают 0,5—1 мм. Однако в отдельных случаях, например в некках западной части хребта Малайсары, размеры сферолитов достигают 5—6 мм.

Текстура липаритов весьма разнообразна. В пределах одного и того же некка встречаются все переходы — от массивных к тонкофлюидальным и грубофлюидальным разностям. Часто встречаются полосчатые липариты с типичными такситовыми структурами. При исследовании под микроскопом оказывается, что возникновение подобных структур так же связано с различной степенью раскристаллизации фельзитовой массы пород.

Порфировые выделения образованы главным образом плагиоклазом, ортоклазом и кварцем (рис. IV—32). Плагиоклаз — олигоклаз или андезин представлен крупными (2—3 мм) кристаллами, обычно затронутыми постмагматическими процессами.

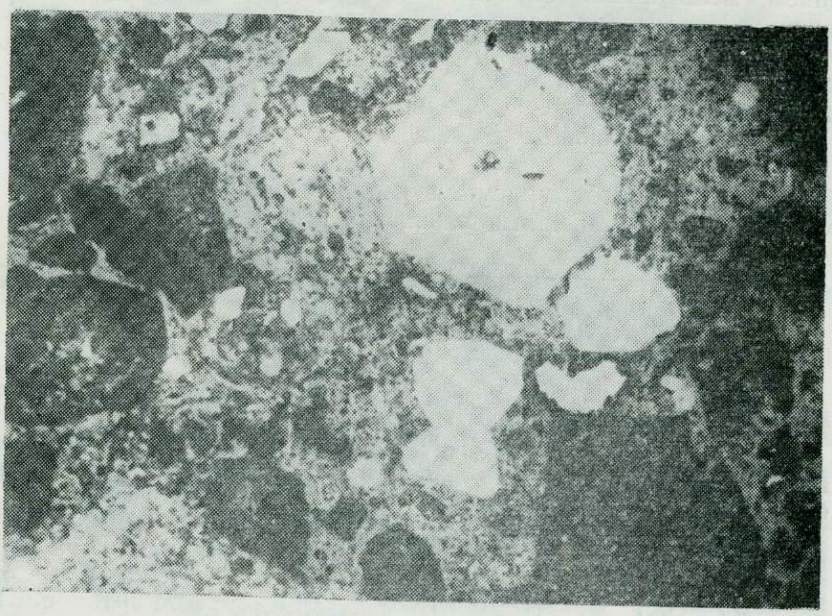


**Рис. IV—32. Липарит.** Вкрапленники калишпата и кварца в основной фельзитовой массе. Ув. 22, при одном николе

Ортоклаз также является широко распространенным минералом вкрапленников. Он образует бурые, достаточно крупные (1—3 мм) кристаллы, хорошо заметные по окраске и отсутствию полисинтетической штриховки.

Кварц встречается в виде крупных оплавленных зерен с бухтообразными контурами.

Акцессорные минералы встречаются сравнительно редко. Наиболее обычны из них магнетит, сфен, апатит и турмалин.

Как уже отмечалось, для липаритов весьма характерны переходы

как в микрограниты, так и в фельзиты и фельзолипариты. Все эти породы встречаются очень часто и связаны взаимопереходами в пределах одного и того же экструзивного массива.

### Вулканические стекла (перлиты)

Вулканические стекла детально изучены в периферической части Северовосточного фельзитового некка в горах Архарлы. Эти весьма своеобразные, свежего облика породы образуют крупные крутопадающие залежи, связанные постепенными переходами с фельзитами некка. Образование этих пород и хорошая их сохранность, как представляется, обусловлены быстрой закалкой липаритовой лавы при соприкосновении с холодными стенками вулканического канала. Крупная дайка из вулканического стекла известна также в горах Чулак.

Макроскопически вулканические стекла представляют собой породы с неровным, раковистым или занозистым изломом, стеклянным до воскового или эмалевидного блеском и разнообразной окраской: светло-серой, голубовато-серой, светло-зеленой, бутылочно-зеленой или черной. Изменение цвета, и в особенности тона (посветление, потемнение), происходит постепенно, нередко в пределах небольших участков. Под микроскопом порода состоит из бесцветного стекла, часто с хорошо выраженной флюидальностью, подчеркиваемой струйчатым расположением мельчайших образований — зародышей кристаллов (кристаллитов). Перлитовая микроотдельность также выражена отчетливо. Она представлена системой концентрических микротрещин, по которым произошла раскристаллизация стекла. Благодаря этому при скрещенных николях на темном фоне можно наблюдать причудливый кружевной узор из переплетающихся между собой светлых серебристых колец (рис. IV—33).

Среди кристаллитов, присутствующих особенно в значительных количествах в темноокрашенных разностях стекол, преобладают волосо-

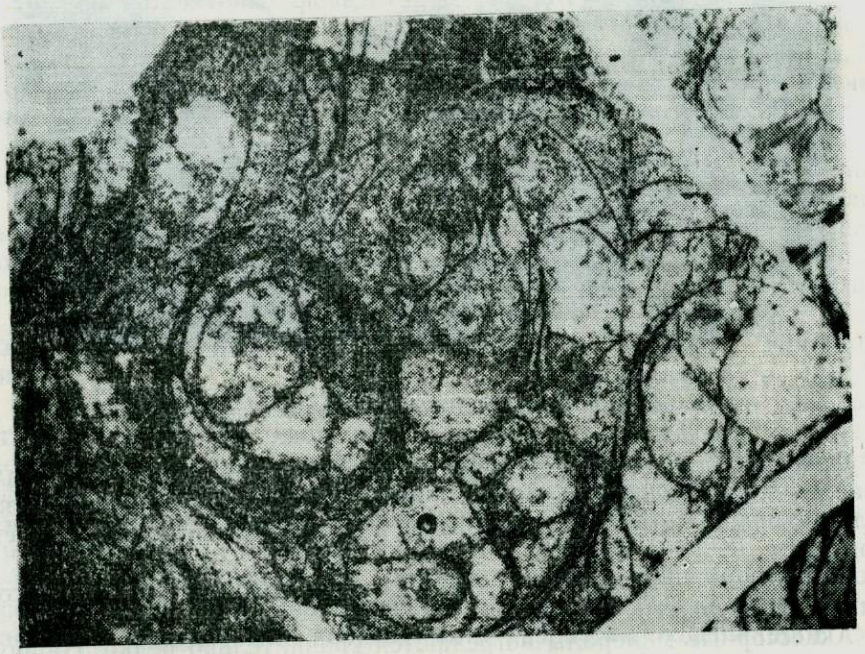


**Рис. IV—33. Перлит с перлитовой микроотдельностью.** Ув. 22, при одном николе.

видные формы (трихиты), иглообразные (спикулиты) и сферические (глобулиты). Последние нередко образуют цепочки. Распределение кристаллитов хорошо подчеркивает флюидальный характер текстуры вулканических стекол, позволяя проследить мелкие извилины и завихрения (рис. IV—34). Нередко можно наблюдать, как струйчатые скопления кристаллитов обтекают мелкие фенокристы полевых шпатов и кварца, вкрапленные среди стекла. В стекле, кроме кристаллитов, встречаются и более крупные включения. К ним относятся сферолиты, занимающие промежуточное положение между кристаллическим и аморфным состоянием вещества, фенокристы полевых шпатов (андезина, санидина) и участки андезитовой лавы.

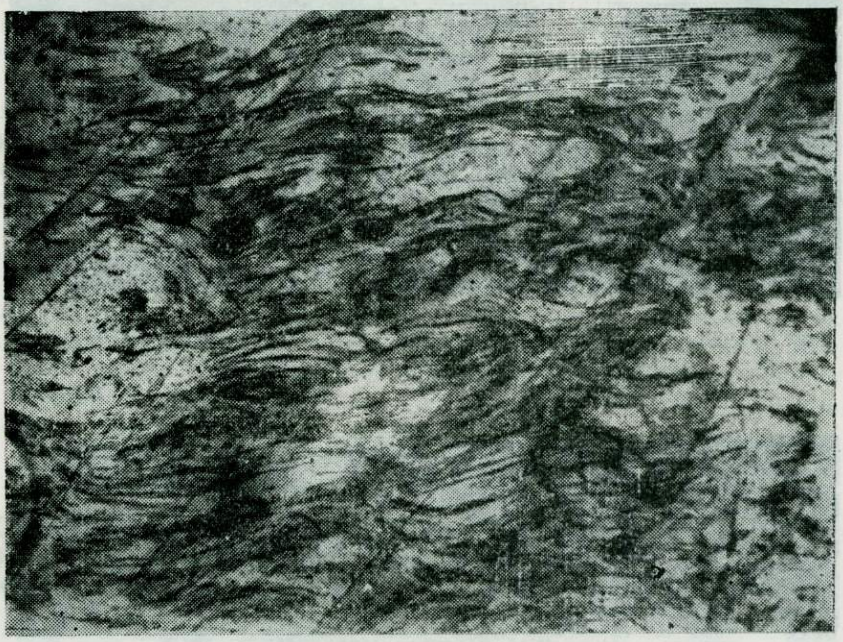


**Рис. IV—34. Вулканическое стекло с флюктуационной текстурой.** Ув. 60, при одном николе.

Сферолитовые образования распространены наиболее широко. Количество их нередко достигает 10—30% площади шлифа. Они представлены либо шарообразными радиально-лучистыми сферолитами, либо неправильными участками, обнаруживающими в скрещенных николях полосчатое или дендритоподобное строение полураскристаллизованного вещества (рис. IV—35, IV—36).

Вкрапленники полевых шпатов встречаются не более одного-двух зерен на все поле зрения шлифа (при малом увеличении). Они представлены мелкими, очень свежими водяно-прозрачными кристаллами санидина, несколько реже очень свежего андезина с ясной полисинтетической штриховкой. Встречаются также хорошо ограненные, а иногда оплавленные фенокристы кварца. Вокруг них нередко наблюдаются каемки полураскристаллизованного стекла.

Установленное в архарлинских перлитах (Русаков, Фремд, 1960) одновременное присутствие кали-натриевого полевого шпата (санидина) и плагиоклаза, по свидетельству В. В. Наседкина (1962), является характерной особенностью стекловатых пород Восточного Казахстана, не наблюдаемой в вулканических стеклах других районов Советского Союза.

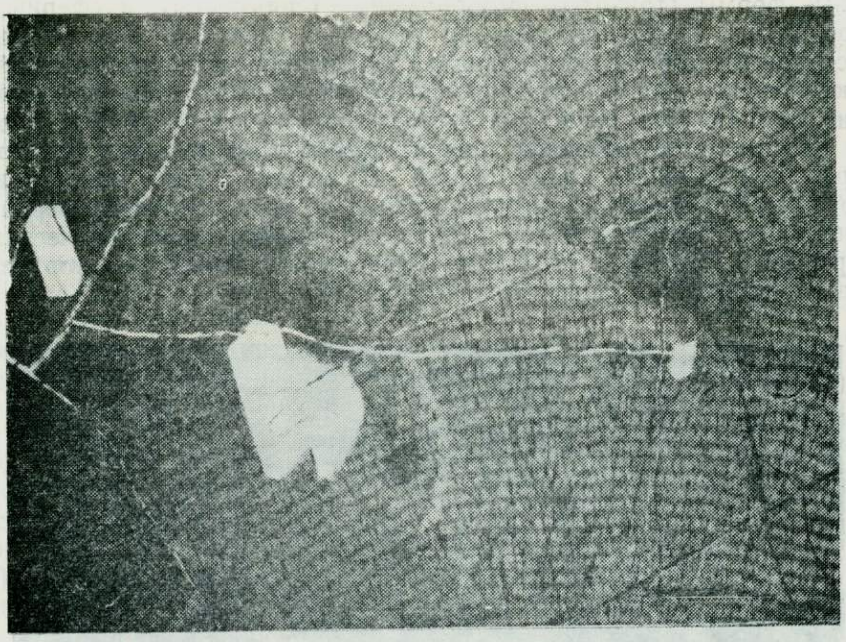


**Рис. IV—35. Концентрически зональное строение шаровых обособлений в вулканическом стекле.** Ув. 22, при одном николе.

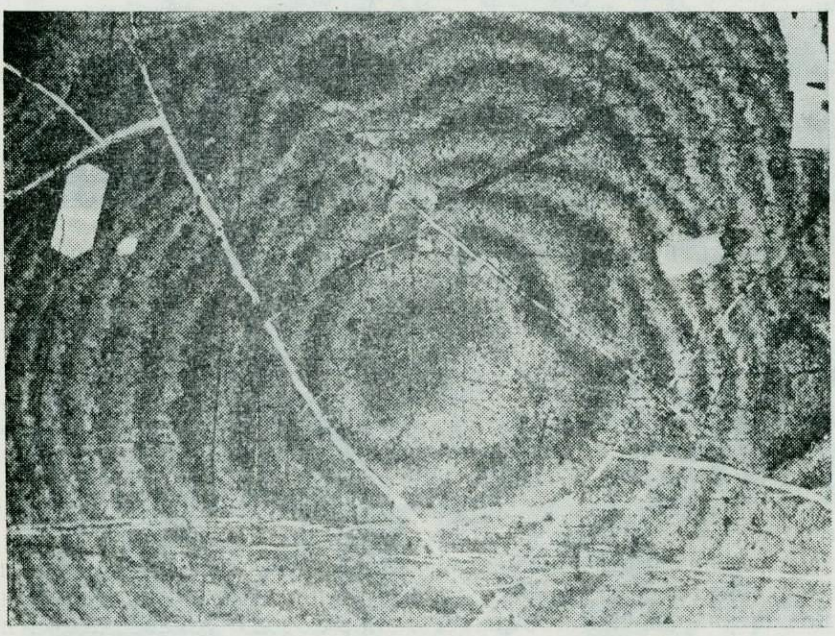


**Рис. IV—36. Концентрически зональное строение шаровых обособлений в вулканическом стекле.** Деталь строения. Ув. 60, при одном николе.

Включения андезитовых лав можно разделить на две группы — сингенетические обособления, выкристаллизовавшиеся при затвердении расплава среди стекловатой массы, и эпигенетические включения, представляющие собой посторонние обломки, захваченные магмой в процессе эксплозии. Первые из них отличаются круглой формой и не-

большими размерами (0,5—1 мм в диаметре). Вокруг них наблюдаются каемки полураскристаллизованного стекла. Обособления состоят из стекла, микролитов очень свежего плагиоклаза, размером от 10 до 50 микрон и таких же свежих вкрапленников размером до 150—200 микрон по длинной оси. По составу и свежему облику плагиоклазы сингенетических обособлений чрезвычайно напоминают порфировые выделения полевых шпатов, описанных выше.

Эпигенетические обособления отличаются угловатой формой. Каемки полураскристаллизованного стекла вокруг них не наблюдаются. Эти обособления состоят из гиалопилитовой основной массы, образованной стекловатым базисом и микролитами плагиоклаза, а также вкрапленников плагиоклаза (андезина). Полевые шпаты основной массы и вкрапленников заметно соссюритизированы или серицитизированы, что отличает их от свежих полевых шпатов сингенетических включений.

Из минералов гидротермально-метаморфического генезиса в описываемых перлитах присутствует адуляр, цеолиты, алунит и каолинит. Адуляр замещает основную массу породы, образуя тонко- и мелкозернистые агрегаты с размером зерен до 2 мм (Наседкин, 1962). Цеолит, по данным этого же автора, относится к морденит, образующему очень тонкие игольчатые и радиально-лучистые агрегаты, замещающие центральную часть перлитовой «луковицы» или образующие прожилки и сетчатые агрегаты. Алунит является довольно широко распространенным минералом, встречающимся в виде тонких игольчатых скоплений либо прожилков как в перлитах, так и в экструзивных фельзитах. Точно также широким распространением пользуется каолинит, развивающийся в виде прожилков, псевдоморфоз замещения и тонколистоватых агрегатов.

## СРЕДНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭКСТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Как уже отмечалось, среди средних и основных экструзивных пород важно различать экструзии верхнепалеозойского возраста, генетически и пространственно связанные с андезитовыми стратовулканами, и экструзии мезозойского (послеюрнетриасового) возраста, встречающиеся независимо от стратовулканов в виде некков, силлов и даек, представляющих корневые системы преимущественно щитовых вулканов.

### Микродиориты, андезиты и андезито-базальты верхнепалеозойских экструзий

Андезиты и микродиориты, слагающие многочисленные некки и субвулканы верхнепалеозойского возраста, макроскопически представляют собой массивные серо-зеленые породы. От своих эффузивных аналогов они отличаются более крупнозернистым, отчетливо кристаллическим строением, меньшим количеством или полным отсутствием газовых пустот, а также менее выраженными гидротермальными изменениями.

Микродиориты под микроскопом представляют полнокристаллическую породу, состоящую из удлиненных лейст плагиоклазов (65%) и темноцветных минералов (35%). В виде единичных зерен встречается кварц.

Плагиоклаз — андезин № 40 (по данным 3 замеров на столике Федорова) представлен крупными удлиненными лейстами, почти не затронутыми постмагматическими изменениями. Встречаются зональные кристаллы, ядро которых сложено андезином, а наружная часть олигоклазом. Результаты замеров оптических констант плагиоклазов на столике Федорова представлены в таблице.

Моноклинный пироксен — авгит представлен крупными лейстами, по

| № шлифа | 2V | | Закон двойникования | № плагиоклаза | Название |
|---|---|---|---|---|---|
| 351 | (ядро) | +88° | (100) | 42 | андезин |
| 351 | (внешняя зона) | −86° | (100) | 20 | олигоклаз |
| 353 | | +88° | (альбитовый) | 40 | андезин |

размерам не уступающим лейстам плагиоклаза. В большинстве случаев свежий, с хорошо выраженной спайностью, реже затронут процессом уралитизации. Наряду с крупными кристаллами в интерстициях плагиоклазовых лейст встречаются мелкие ксеноморфные зерна авгита. Оптические константы авгита, замеренные в трех зернах, следующие:

$$2V = \text{от } +60^\circ \text{ до } +66^\circ,\ cNg = 40—42^\circ,\ Ng - Np = 0{,}025.$$

В промежутках между лейстами плагиоклаза встречаются ксеноморфные зерна ортоклаза или ортоклаза в графическом прорастании с кварцем. Подобные структуры определенным образом указывают на связь экструзивных андезитов и микродиоритов с кварцевыми монцонитами, слагающими отдельные участки крупных субвулканических интрузий. В периферической части массивов микродиориты обычно переходят в андезиты с серийно-порфировой структурой.

Основная масса этих пород состоит из короткопризматических, бочонковидных табличек очень свежего андезина, с хорошо выраженной полисинтетической штриховкой и мелких зернышек уралитизированного пироксена, погруженных в бурое из-за мелкой вкрапленности магнетита стекло. Среди основной массы выделяются крупные (1—3 мм) кристаллы плагиоклазов очень часто с зональным строением. Центры таких кристаллов представлены андезином, а периферическая часть свежим альбит-олигоклазом или альбитом, имеющим, вероятно, вторичный характер.

В отличие от свежих плагиоклазов основной массы, плагиоклазы вкрапленников пронизаны густой сетью развивающихся по спайности микропрожилков хлорита и содержат многочисленные включения зерен магнетита. Иногда хлорит частично или полностью замещает целые зерна плагиоклаза.

### Андезито-базальты послеверхнетриасовых экструзий

Эти породы, слагающие небольшие некки, силлы и дайки, отличаются весьма свежим обликом. Макроскопически они представляют собой породы зеленовато-черного цвета с афанитовой структурой основной массы и мелкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Под микроскопом основная масса породы с интерсертальной, отчасти пилотакситовой структурой состоит из мелких лейст очень свежего плагиоклаза (лабрадора) и зернышек хлоритизированного пироксена. Кроме того, в основной массе в виде относительно густой вкрапленности присутствует магнетит. Фенокристы представлены плагиоклазом и пироксенами — авгитом и гиперстеном (рис. IV—37).

Плагиоклаз — лабрадор очень свежего облика, совершенно прозрачный в проходящем свете, образует небольшие короткопризматические таблички с полисинтетической двойниковой штриховкой. Замеры оптических констант на столике Федорова дали следующие результаты:

Моноклинный пироксен относится к авгиту. Он представлен довольно крупными (до 3 мм) табличками свежего облика. Его оптические константы: $2V = +66^\circ$, $cNg = 42^\circ$, $Ng - Np = 0{,}022$.

| № шлифа | 2V | Закон двойникования | № плагиоклаза | Название |
|---|---|---|---|---|
| 143 | +73° | альбитовый | 70 | лабрадор |
| 170 | —82° | — | 80 | битовнит |

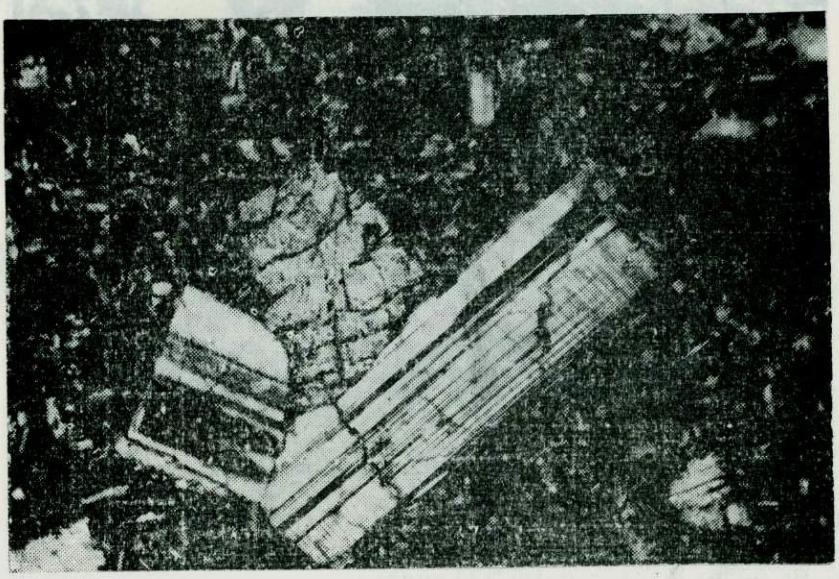


Рис. IV—37. Авгит-гиперстеновый андезито-базальт. Ув. 60, при скрещенных николях

Гиперстен, как и авгит, встречается в виде весьма свежих крупных призматических кристаллов. Отличается ясным плеохроизмом от розового цвета по Np до зеленого по Ng.

Отмечается интенсивная опацитизация пироксенов, свидетельствующая об их кристаллизации в близповерхностных условиях.

## Спессартиты

Дайки и штоки спессартитов отмечены в горах Қатутау, Матай, Тюлькули, Архарлы. Макроскопически это светло-серые, иногда розовые породы с очень крупными, обращающими на себя внимание, игольчатыми кристаллами амфибола и полевого шпата. Под микроскопом видно, что порода состоит из агрегата крупных игольчатых кристаллов амфибола и плагиоклаза с зажатыми между ними зернами кварца и иногда калишпата (рис. IV—38).

Полевой шпат, составляющий до 65% площади шлифа, представлен узкими и длинными несдвойникованными кристаллами или простыми двойниками. В длину кристаллы достигают 5—8 мм, в ширину 0,5—1 мм. По составу плагиоклазы относятся к андезину и кислому лабрадору. Наблюдается их интенсивная соссюритизация.

Амфиболы, также как и плагиоклазы, представлены очень крупными, до 10—15 мм в длину, игольчатыми кристаллами с копьевидными окончаниями. Относятся амфиболы к светло-зеленой роговой обманке с углом погасания 18—20° и слабым плеохроизмом от светло-зеленого до темно-зеленого. С кристаллами амфибола ассоциирует магнетит, присутствующий в виде мелких включений — зернышек или ске-



**Рис. IV—38. Спессартит.** Призматически-игольчатые кристаллы роговой обманки и плагиоклаза. Ув. 22, при скрещенных николях.

летных прорастаний. Окраска амфиболов неравномерная, с бурыми полосками и линзочками, придающими кристаллам в целом веретенообразный облик, характерный для уралита.

Кварц в виде мелких зерен, иногда скелетных форм, заполняет промежутки в основном каркасе из плагиоклазов и амфиболов. Иногда в интерстициях встречаются микропегматитовые сростки кварца и калишпата. Из акцессорных минералов присутствует только магнетит, образующий мелкие включения либо скелетные прорастания с амфиболом. Очевидно, что большая часть магнетита имеет постмагматическое происхождение. В одном случае был встречен апатит.

Структура породы, напоминающая монцонитовую (индиоморфизм плагиоклазов по отношению к ортоклазу), присутствие графических прорастаний кварца и калишпата, невысокая основность плагиоклазов может указывать на гибридный характер спессартитов.

## ВУЛКАНОГЕННО-МОЛАССОВЫЕ ПОРОДЫ

К вулканогенно-молассовым образованиям мы относим лахаровые брекчии, туфы смешанного состава, туффиты и туфопесчаники. Все эти породы связаны общностью происхождения. По нашим представлениям они возникли в результате размыва, транспортировки и переотложения еще рыхлых пирокластических продуктов непосредственно вслед за их накоплением на склонах действовавших вулканов.

### Лахаровые брекчии

Лахаровые брекчии особенно широко представлены в отложениях верхней перми — нижнего триаса в восточной части региона. В горах Катутау, например, лахаровые брекчии в составе данных толщ представлены крайне невыдержанными по простиранию и по мощности линзами и прослоями крупнообломочных, плохо отсортированных пород, сцементированных более мелким туфовым материалом. Среди обломков эффузивных и пирокластических пород, слагающих лахаровые

брекчии, преобладают пепельно-серые и вишнево-красные игнимбриты еккульского и достарского типа, образующие среди лахаров также отдельные покровы и потоки. Кроме того, среди обломков присутствуют в большом количестве андезито-базальты, встречающиеся, кроме того, в виде покровов и экструзивных залежей. Линзы лахаровых брекчий переслаиваются с линзами грубозернистых косослоистых туфов и туфопесчаников, а также с потоками и покровами игнимбритов (рис. IV—39).

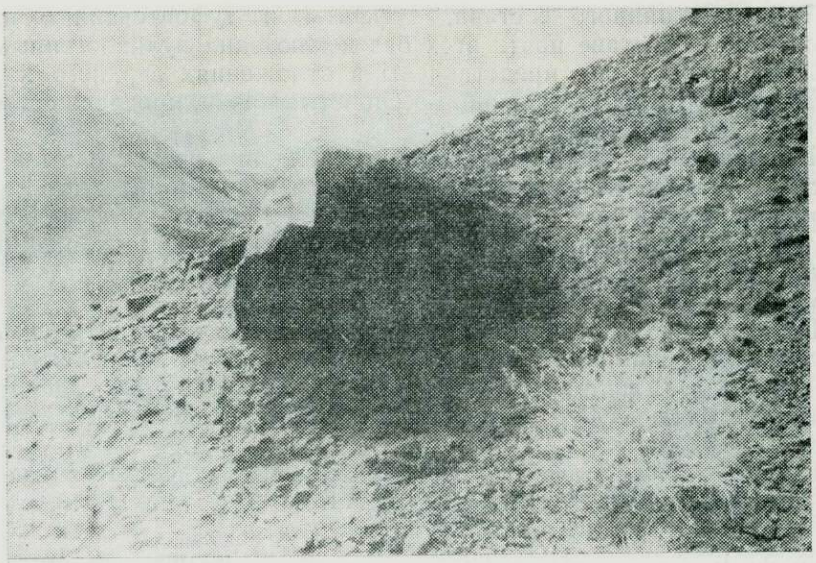


**Рис. IV—39. Лахаровые брекчии в достарской свите.** Горы Катутау.

В горах Долантау среди отложений карбона лахаровые брекчии образуют скопления крупных, до 1 метра и более в диаметре, неокатанных и неотсортированных глыб эффузивных и пирокластических пород, сцементированных туфовым материалом (рис. IV—40). Лахаровые брек-

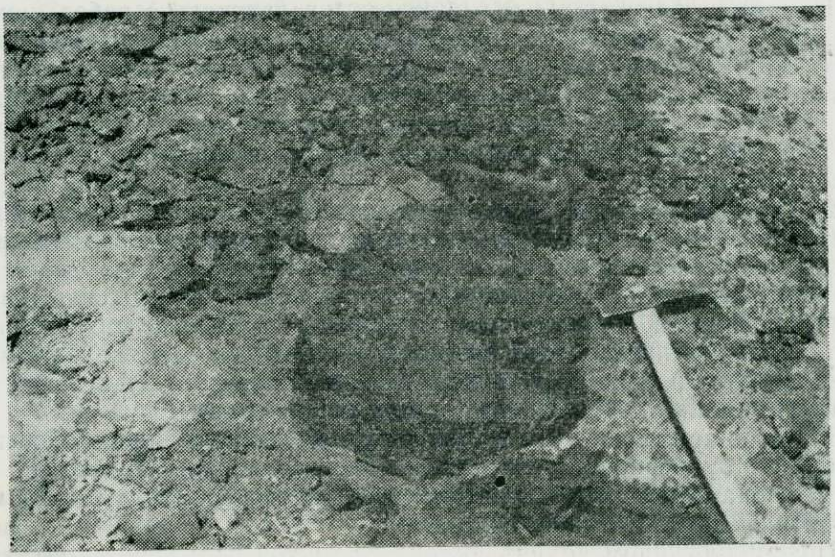


**Рис. IV—40. Лахаровые брекчии в долантауской свите.** Горы Долантау.

чии также принимают существенное участие в строении многих каменноугольных и пермо-триасовых вулканов, закартированных в Южной Джунгарии в горах Архарлы, Алтынэмель, Катутау, Атыджек и др. Состав слагающих их пород целиком соответствует породам, описанным в предыдущих разделах, и поэтому повторно не приводится.

### Туфы смешанного состава, туффиты, туфопесчаники

Туфы смешанного состава, туффиты и туфопесчаники широко встречаются в составе почти всех без исключения вулканогенных свит. Особенно широко они представлены в отложениях верхнего карбона. Здесь эти породы слагают мощные слоистые пачки, прослеживаемые на значительные расстояния.

Пирокластические породы, в общем близкие по петрохимическому составу, заметно отличаются друг от друга по размеру и агрегатному состоянию обломков. Среди них выделяются средне- и грубообломочные туфы, туфобрекчии и туфоагломераты, а также своеобразные тонкослоистые породы, относимые одними исследователями к туффитам, а другими — к туфопесчаникам.

По агрегатному состоянию пирокласты относятся к витро-лито-кристаллокластическим или витрокластическим туфам андезитового, андезито-дацитового, липарито-дацитового состава. Можно выделить несколько литологических разновидностей туфов смешанного состава и туффитов:

1. Буро-фиолетовый витро-лито-кристаллокластический среднеобломочный плотный туф существенно андезитового состава. Макроскопический состав и характер обломков зачастую плохо различимы из-за интенсивной пропилитизации. Под микроскопом видно, что порода состоит из угловатых или слабоокатанных обломков андезита, кристаллов полевых шпатов, небольшого количества кварца и, главным образом, обломков неопределимого состава, замещенных агрегатом тонковолокнистого или игольчатого опала-халцедона, кварца, эпидота. Средний диаметр обломков 1—3 мм. Среди обломков, нередко замещенных опал-халцедон-эпидотовой массой, различаются обломки андезитов и их туфов. Последние распознаются по характерной пепловой структуре.

Цементирующая масса присутствует в сравнительно небольшом количестве и лишь выполняет промежутки между плотно прилегающими друг к другу обломками. Она состоит из пеплового материала, почти полностью замещенного опалом-халцедоном. Процессы пропилитизации, как это видно из вышеизложенного, проявились в замещении цемента и обломков эпидотом, хлоритом, альбитом, и в особенности опалом-халцедоном.

2. Тонкообломочный витро-кристалло-кластический туф андезито-дацита макроскопически мало отличается от предыдущего. Под микроскопом состоит из сравнительно немногочисленных мелких (до 1 мм) обломков кристаллов полевых шпатов и кварца, погруженных в базальный пепловый цемент с характерными рогульчатыми осколками стекла. Как и в предыдущей разновидности широко проявляется замещение цемента и обломков продуктами фумарольно-сольфатарной деятельности (опалом, халцедоном, эпидотом, хлоритом).

3. Витро-кристалло-кластический туфоагломерат кислого состава. Состоит из буро-фиолетового базального цемента и крупных, до 30—40 мм в диаметре, полуокатанных либо угловатых светлых обломков липарита, фельзита, отчасти андезита.

Под микроскопом цемент состоит из тонкой пепловой массы, замещенной опало-халцедоновым агрегатом с отдельными зернами и цепоч-

ками зерен эпидота. В цементе на ряду с пепловыми частицами содержатся отдельные относительно крупные (до 0,5 мм) обломки кристаллов кварца и полевых шпатов. Последние частично замещаются мелкозернистым агрегатом эпидота-цоизита или кальцита (рис. IV—41). Крупные обломки риолитов или фельзитов отличаются хорошо выраженной флюидальной текстурой микрофельзитовой основной массы, обтекающей многочисленные фенокристаллы кварца и полевого шпата (кислого плагиоклаза). Последние нередко замещаются частично или полностью кварц-эпидот-халцедоновой массой. В большом количестве присутствуют обломки пород неопределимого состава, полностью замещенные агрегатом опал-халцедона.



**Рис. IV—41. Туфоагломерат.** Обломки сцементированы туфовым материалом. Ув. 22, при одном николе.

4. Среднеобломочный витро-кристалло-кластический туф с базальным пепловым цементом. Макроскопически это буро-фиолетовая массивная порода с плотной цементирующей массой и мелкими обломками кристаллов полевых шпатов. Под микроскопом цемент породы состоит из полураскристаллизованного стекла с рогульчатыми обломками, избирательно замещенными опал-халцедоновым агрегатом или тонкозернистым эпидотом (рис. IV—42).

Обломки кристаллов размером от 1 до 2 мм представлены главным образом полевым шпатом, отчасти кварцем. Полевые шпаты замещаются, также как и основная цементирующая масса, зернистым агрегатом эпидота либо спутанно-волокнистым агрегатом опала-халцедона.

5. Грубообломочный витро-лито-кристаллокластический туф андезита с карбонатным цементом. В составе пирокластической толщи встречаются в виде отдельных прослоек мощностью от 1 до 3 метров. Макроскопически отличается светло-серой окраской, обусловленной присутствием в большом количестве кальцита.

Под микроскопом состоит из угловатых или полуокатанных обломков андезита, связанных карбонатным или карбонатно-хлоритовым поровым цементом. О метасоматической природе цемента свидетельствуют отдельные реликтовые участки с сохранившейся пепловой структурой, а также чистый, свежий вид кальцита с отлично выраженной поли-

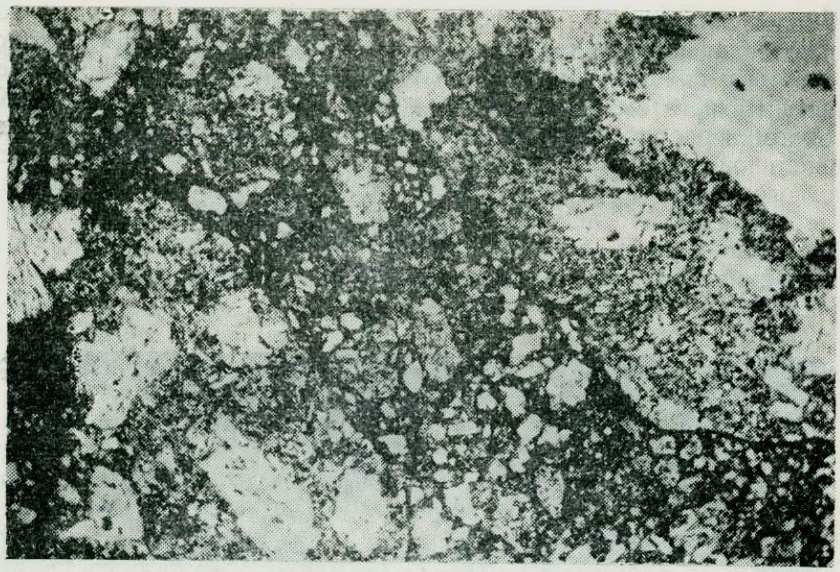


**Рис. IV—42. Витрокристаллокластический туф.** Ув. 22, при одном николе.

синтетической двойниковой штриховкой. Наконец, в цементе, кроме кальцита, широко развит эпидот и отчасти хлорит.

6. Туффиты, к которым мы относим тонкослоистые пирокластические породы, ввиду спорности их генезиса заслуживают особенно детального рассмотрения. Слоистость этих пород и следы некоторой сортировки материала позволяют рассматривать их в числе нормально-осадочных образований, в то время как существенно пирокластический состав и реликтовая пепловая структура убедительно свидетельствуют об их вулканическом происхождении. Решение этого вопроса влияет на точность реконструкции палеогеографической обстановки и таким образом имеет первостепенное значение.

Макроскопически туффиты представляют тонкослоистые породы серо-зеленого цвета. Они состоят из многочисленных чередующихся между собой прослоев мощностью от 1 до 10—15 мм, отличающихся главным образом по окраске. Соотношения мощностей отдельных прослоев подвержены значительным колебаниям. Нередко можно наблюдать, как в лежачем боку пласта светло-серые прослои мощностью 3—5 мм чередуются с темно-зелеными прослоями мощностью 1—2 мм. В направлении к висячему боку эти соотношения меняются и мы наблюдаем светло-серые прослои мощностью в 8—10 мм, чередующиеся с зелеными прослоями такой же мощности. Границы между прослоями особенно резко выражены на выветрелых стенках обнажений. В свежем изломе они выражены менее отчетливо, а в отдельных случаях размазаны.

Под микроскопом особенности состава и соотношений различно окрашенных прослоев выступают со значительно большей отчетливостью. Прослои независимо от их окраски, причины которой будут рассмотрены ниже, состоят из тонкого пеплового материала, часто с характерными рогульчатыми формами осколков, цементирующего мелкие остроугольные обломки кристаллов кварца и полевых шпатов. Указанный пепловый материал полураскристаллизован и превращен частично или полностью в тонкий агрегат опал-халцедона, хлорита и эпидота. Опал-халцедон встречается в виде характерных секториально-погасающих розеток; хлорит и эпидот — в виде радиально-лучистых агре-

татов. Серповидные и рогульчатые осколки стекла, характерные для пепловой структуры, избирательно замещаются опал-халцедоном или хлоритом, в связи с чем при скрещенных николях они отчетливо выделяются на фоне более темной слабополяризующей пепловой массы. В других случаях подобного избирательного метасоматоза не происходит, и вся пепловая масса более или менее равномерно замещается тонкозернистым агрегатом кварца-опала-халцедона. В этом случае пепловые частицы, выявление которых имеет важное значение для решения вопроса о генезисе породы, при беглом осмотре остаются незамеченными.

Более крупный материал, заключенный в пепловой массе, как уже было отмечено, представлен остроугольными или слабоокатанными обломками зерен и кристаллов кварца и альбитизированных полевых шпатов. В распределении обломков наблюдается определенная субпараллельная ориентировка или полосчатость. Относительное количество обломков варьирует в широких пределах, но в большинстве случаев составляет от 40 до 50% объема породы. Размеры обломков колеблются в пределах от 0,1 до 0,5 мм.

Различие в окраске прослоев, как это хорошо видно под микроскопом, объясняется присутствием в более темных (темно-зеленых) прослоях значительного количества хлорита и бурых окислов. Таким образом, можно предполагать, что наблюдаемая слоистость (полосчатость) в туффитах возникла после отложения пеплового материала, в результате перераспределения вещества в процессе диагенеза. Так же в процессе диагенеза происходила, по-видимому, интенсивная альбитизация полевых шпатов, чему, несомненно, благоприятствовал избыток солей натрия в водах эпиконтинентальных бассейнов.

Все вышеизложенное дает основание рассматривать туффиты как пирокластические продукты, связанные с деятельностью вулканов, расположенных вблизи береговой линии эпиконтинентального бассейна, занимавшего в верхнепалеозойскую эпоху часть Южной Джунгарии.

## СУББУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Ниже приводится петрографическое описание пород, слагающих как простые, так и сложнодифференцированные субвулканические массивы посткаменноугольного и постнижнепермского возраста.

### Габбро-нориты и оливиновое габбро

Габбро-нориты и оливиновое габбро встречаются в центральной части Тектурмасского массива, где они занимают небольшую депрессию (500×500), окруженную более устойчивыми к процессам выветривания габбро-диоритами. Кроме того, габбро-нориты и оливиновое габбро отмечены как крайние дифференциаты гранодиоритовой магмы в составе Алтынэмельского субвулкана.

Макроскопически это зелено-черные массивные породы с порфировидной структурой, обусловленной наличием крупных кристаллов лабрадора и реже пироксена. Под микроскопом порода состоит из крупных (3—6 мм) таблитчатых кристаллов плагиоклаза (лабрадора), ромбического и моноклинного пироксена и более мелких зерен оливина. Второстепенные минералы представлены биотитом, магнетитом и хромитом (рис. IV—43).

Структура пород офитовая (диабазовая), что проявляется в резком идиоморфизме лабрадоров по отношению к темноцветным минералам. Реже встречаются типично габбровая структура с разной степенью идиоморфизма всех породообразных минералов.

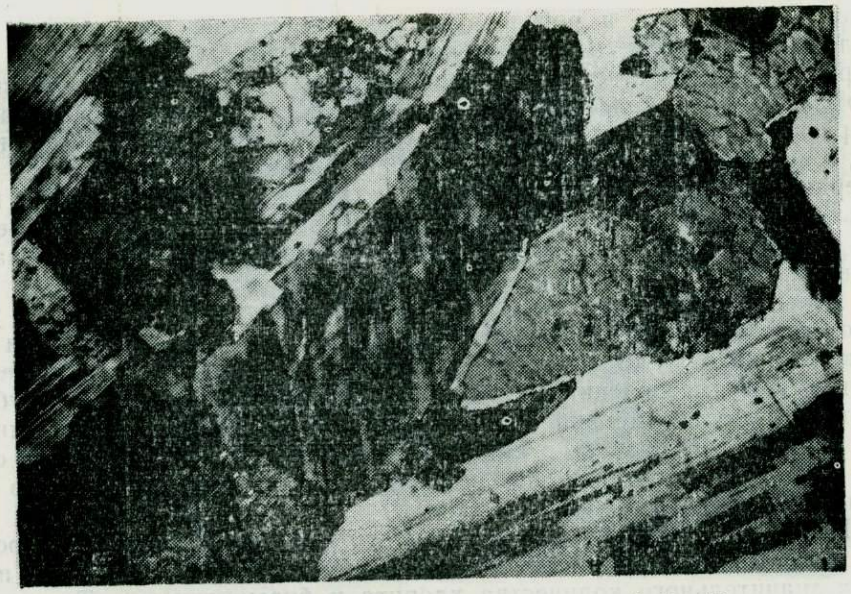


**Рис. IV—43. Габбро-норит с габбро-офитовой структурой.** Ув. 22, при скрещенных николях.

Плагиоклазы представлены короткостолбчатыми кристаллами лабрадора с отчетливо выраженной двойниковой штриховкой на плоскости спайности по (001). Оптические константы его, замеренные на столике Федорова, следующие:

| 2V | Закон двойникования | № плагиоклаза | Название |
|---|---|---|---|
| +77° | альбитовый | 70 | лабрадор |
| +85° | — | 70 | » |

Плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к железо-магнезиальным минералам — пироксенам и оливину.

Моноклинный и ромбический пироксены представлены в виде довольно крупных ксеноморфных индивидуумов, заполняющих пространство между таблицами плагиоклазов. Оптические константы, установленные для моноклинных пироксенов, указывают на их принадлежность к авгитам: $2V = +60°$; $cNg = 39°$; $Ng - Np = 0{,}025$.

Ромбические пироксены определяются как гиперстены на основании характерного плеохроизма от розового до зеленого, а также оптических констант: $2V = 0°$ $Ng - Np = 0{,}016$.

Оливин представлен округлыми зернами, по размерам в 2—3 раза уступающими размерам пироксенов. Нередко оливин встречается в виде небольших зерен — включений в пироксенах. Отличается оливин очень высокой интерференционной окраской ($Ng - Np = 0{,}035$), высоким рельефом. Весьма характерна серпентинизация, развивающаяся по трещинам спайности. Биотит присутствует в виде тонких чешуек с отлично выраженной спайностью и очень резким плеохроизмом от бледно-желтого до густого красно-бурого цвета. Биотит развивается обычно по зернам железо-магнезиальных минералов, часто находится в срастании с магнетитом, что указывает, вероятно, на его постмагматическое происхождение.

Рудные минералы, магнетит и хромит присутствуют в виде не-

больших (0,3—0,5 мм) зерен, реже кристаллов, часто в срастании с биотитом.

Постмагматические изменения в габбро-норитах проявляются неравномерно. В одних случаях встречаются совершенно свежие породы, в которых наблюдается лишь слабая серпентинизация оливинов. В других случаях породообразующие минералы затронуты постмагматическими преобразованиями. В оливине это проявляется в серпентинизации, развивающейся по трещинам спайности. Моноклинные пироксены подвергаются уралитизации и нередко полностью превращаются в уралитовую роговую обманку. По пироксенам, кроме того, нередко развивается и хлорит. Плагиоклазы мутнеют и постепенно замещаются тонким агрегатом соссюрита.

### Габбро-диориты, диориты

Эти породы, образующие как самостоятельные небольшие штоки, так и участвующие в строении сложнодифференцированных массивов типа Тектурмасского, связаны между собой взаимопереходами и поэтому описываются совместно.

Макроскопически это плотные мелкозернистые породы серого цвета. Невооруженным глазом на выветрелых поверхностях обычно хорошо различаются кристаллы полевых шпатов и темноцветных минералов. Под микроскопом порода состоит из плагиоклазов (40—45%), темноцветных железо-магнезиальных минералов — авгита и амфибола (20—25%), биотита, калиевого полевого шпата и кварца (в кварцсодержащих разностях). Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Структура породы типичная гипидиоморфная. Плагиоклазы отличаются повышенным идиоморфизмом по сравнению с другими минералами. Обычно между хорошо очерченными продолговатыми таблицами плагиоклазов размещаются ксеноморфные к ним зерна темноцветных минералов и кварца (рис. IV—44).

Плагиоклазы по составу относятся к андезинам в диоритах и к

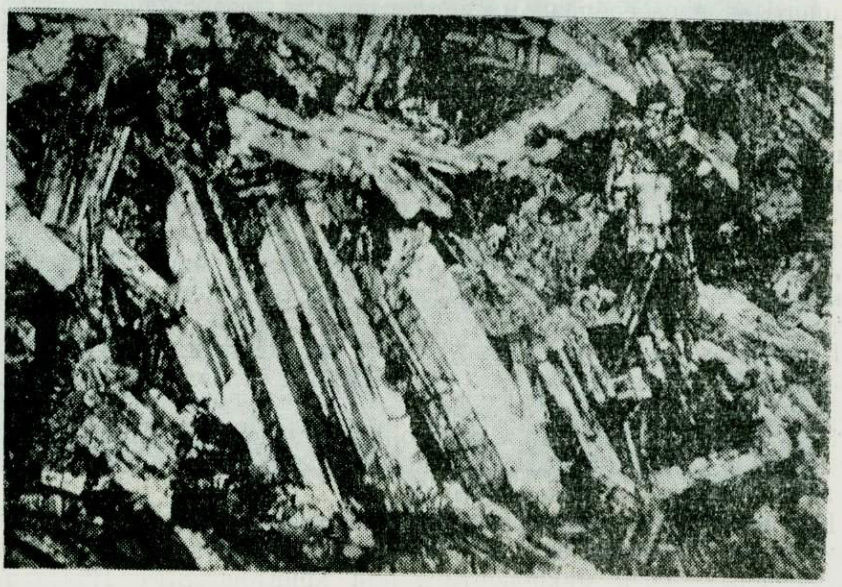


**Рис. IV—44. Диорит с субофитовой структурой.** Ув. 22, при скрещенных николях.

лабрадорам — в габбро-диоритах. Их оптические свойства видны на следующей таблице:

| 2V | Законы двойникования | № плагиоклаза | Название |
|---|---|---|---|
| +82° | Альбитовый (010) | 65 | лабрадор |
| +88° | (100) | 40 | андезин |

Железо-магнезиальные минералы представлены в одних случаях преимущественно пироксенами, в других — амфиболами, в соответствии с чем различаются пироксеновые, (авгитовые или гиперстеновые) и амфиболовые габбро-диориты или диориты. Из пироксенов в составе диоритов присутствует главным образом авгит с характерными для него оптическими константами (по определению в 3-х шлифах).

$$2V = +60—66°,\ cNg = 33—34°,\ Ng — Np = 0{,}18—0{,}24.$$

В пироксеновых диоритах наряду с авгитом в виде ксеноморфных зерен широко встречаются гиперстен. По своим оптическим свойствам он не отличается от отмеченных уже для габбро-норитов гиперстенов.

Роговая обманка обычно зеленая с хорошо заметным плеохроизмом от светло-желтого по Np до темно-зеленого по Ng. Оптические константы роговой обманки: $2V = 30°$; $cNg = 15—20°$; $Ng — Np = 0{,}20$.

Кварц присутствует только в кварцсодержащих разностях в количестве от 5 до 10%. Обычно он находится в графическом прорастании с калишпатом, заполняющим пространство между кристаллами плагиоклазов.

### Кварцевые монцониты и кварцевые монцонит-порфиры

Эти породы развиты главным образом на периферии интрузии и носят явно выраженный гибридный характер, который проявляется в постепенных переходах светлых микрогранитов в темноокрашенные монцониты и в своеобразном составе породы, содержащей минералы, типичные как для кислых, так и для основных магм.

Макроскопически это зелено-черные порфирового облика среднезернистые породы более светлые, розовато-серые на контакте с микрогранитами и темные, серо-зеленые или зеленовато-черные по мере удаления от контакта. Под микроскопом породы состоят из калишпата, кварца, плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, биотита, уралита. Структура породы монцонитовая, характеризующаяся резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калишпату. Кроме того, очень часто наблюдается гранофировая (микропегматитовая) структура, обусловленная графическим прорастанием кварца и калишпата (рис. IV—45).

Плагиоклаз — лабрадор присутствует в виде крупных (5—8 мм) кристаллов, резко идиоморфных по отношению к основной кварцево-калишпатовой массе (рис. IV—46).

Замеры ряда кристаллов на столике Федорова показали его принадлежность в одних случаях к основному лабрадору (№ 75—80), а в других — андезину-лабрадору (№ 50).

Калишпат в микропегматитовом срастании с кварцем является главным породообразующим минералом. Он встречается в виде бурых ксеноморфных зерен микропертита или криптопертита. Изредка наблюдаются простые двойники чистого, непертитизированного ортоклаза. Количество калишпата составляет 35% к общему объему породы.

| 2V | Закон двойникования | № плагиоклаза | Название |
|---|---|---|---|
| +77° | осевой | 50 | андезин-лабрадор |
| +77° | альбитовый | 70 | лабрадор |
| +85° | альбитовый | 70 | лабрадор |



**Рис. IV—45. Кварцевый монцонит.** Резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калишпату (монцонитовая структура). Ув. 22, при одном николе.

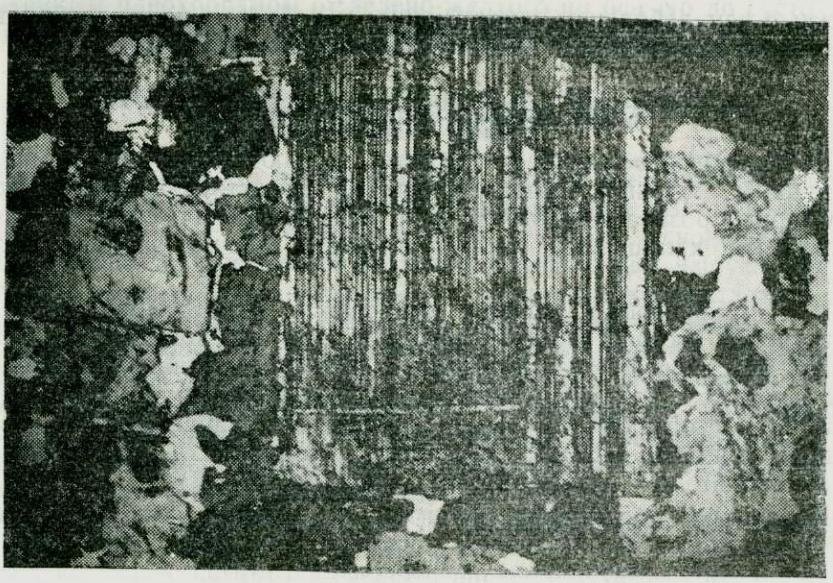


**Рис. IV—46. Кварцевый монцонит-порфир.** Вкрапленник лабрадора в основной массе с монцонитовой структурой. Ув. 22, при скрещенных николях.

Кварц, как уже отмечалось, присутствует только в основной массе в микропегматитовом срастании с калишпатом. Как исключение наблюдаются и небольшие порфировые выделения кварца.

Гиперстен представлен вкрапленниками с хорошо выраженной спайностью по (010) и плеохроизмом от розового по Np до зеленого по Ng. Количество этого минерала в шлифе составляет от 2 до 5% к объему породы. В отдельных случаях наблюдается уралитизация гиперстена.

Авгит, так же как и гиперстен, встречается только в виде порфировых выделений. Для него установлены следующие оптические константы:

$$cNg = 47°,\ Ng - Np = 0{,}020—0{,}22,\ 2V = +60°.$$

Авгит в шлифах почти бесцветен или слабо окрашен в зеленоватый цвет. Плеохроизм не наблюдается.

Особенности минералого-петрографического и петрохимического состава кварцевых монцонитов по сравнению с микрогранитами и фельзитами говорят о важной роли процессов гибридизации в формировании кварцевых монцонитов и монцонит-порфиров. На это указывает, с одной стороны, тесная геологическая связь и сходство минералого-петрографической характеристики фельзитов, микрогранитов и кварцевых монцонитов, а с другой стороны, присутствие в монцонитах минералов чуждых для нормальных негибридизированных пород кислого ряда: основного плагиоклаза (лабрадора) и гиперстена. Таким образом, можно считать, что породы монцонитового ряда произошли в результате процессов ассимиляции кислой фельзитовой магмой вмещающих покровов и туфов андезитов и андезито-базальтов.

Следует считать вполне естественным и то обстоятельство, что гибридизированные разности пород встречаются в более крупных интрузивных массивах и более глубоких эрозионных срезах, где процессы ассимиляции имели более благоприятные условия для своего течения. Вместе с тем вблизи поверхности в дайковых и экструзивных телах, нередко внедряющихся по уже готовым трещинным зонам, ассимиляция не имела места или проявлялась в крайне ограниченных размерах, в связи с чем небольшие экструзивные и дайковые тела, как правило, отличаются более чистым неконтаминированным составом.

### Биотит-роговообманковые граниты

Биотит-роговообманковые граниты, слагающие небольшие, но многочисленные массивы, макроскопически представляют среднезернистую породу розовато-серого цвета с хорошо различимыми таблицами плагиоклаза, калишпата, роговой обманки, чешуек биотита и зерен кварца.

Под микроскопом порода отличается гипидиоморфнозернистой структурой и состоит из зернистого агрегата плагиоклаза, калишпата, роговой обманки, биотита, магнетита. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, мусковитом. Из акцессорных присутствует магнетит. Качественные соотношения главных минералов следующие: калишпат — 33%, плагиоклаз (олигоклаз) — 23%, кварц — 28%, темноцветные — 12%, прочие — 4% (рис. IV—47).

Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами длиной от 0,5 до 2,5 мм. Соотношение длины к ширине составляет: 2 : 1 и 3 : 1. По величине угла симметричного погасания, плагиоклаз относится к олигоклазу № 20—25. Калишпат представлен микропертитом и отчасти нерешетчатым микроклином. Отличается бурой окраской, обусловленной интенсивной пелитизацией. Форма зерен неправильная. Размеры зерен — от 0,5 до 1,5 мм. Роговая обманка представлена призматическими кристаллами размером от 0,2 до 0,5 мм. Наблюдается характерная спайность по призме с углом 124°. В скрещенных николях обнаруживает

невысокие цвета интерференции. При одном николе наблюдается сильный плеохроизм. Оптические константы — $2V=30°$, $cNg=15—20°$, $Ng-Np=0{,}20$. По роговой обманке обычно развивается хлорит и эпидот.



**Рис. IV—47. Биотитовый гранит с гипидиоморфнозернистой структурой.**
Ув. 22, при скрещенных николях.

Биотит представлен чешуйками длиной от 0,1 до 1,0 мм с резко выраженным плеохроизмом от зелено-желтого по оси Np до густо-зеленого по оси Ng. Обычно по биотиту развивается хлорит и эпидот.

### Щелочные (ортоклазовые) граниты, микрограниты микрогранит-порфиры

Эти породы широко развиты на территории всей Южной Джунгарии. Макроскопически представляют собой розовые или мясо-красные массивные породы с тонкозернистой афанитовой основной массой, вкрапленниками белых таблиц плагиоклазов и темных чешуек биотита. Количество вкрапленников варьирует от единичных кристаллов до весьма значительного. Иногда встречаются вкрапленники кварца.

Под микроскопом порода состоит из микрозернистого агрегата калиевого полевого шпата и кварца. Окрашенные минералы — биотит присутствуют только во вкрапленниках. Количество их не превышает 5—10% к объему породы. Структура породы микрогранитовая, гипидиоморфнозернистая и весьма часто гранофировая, обусловленная тонким прорастанием кварца и калишпата (рис. IV—48).

Калишпат представлен мелкими ксеноморфными или гипидиоморфными зернами микропертита и криптопертита с характерной ленточной или веретенообразной формой пертитовых прорастаний. В проходящем свете калишпат бурый за счет пылевидной вкрапленности гематита.

Кварц основной массы образует либо микропегматитовые прорастания с калишпатом, либо присутствует в виде мелких зерен равной степени идиоморфизма с калишпатами.

Плагиоклаз, встречающийся в виде крупных таблитчатых кри-

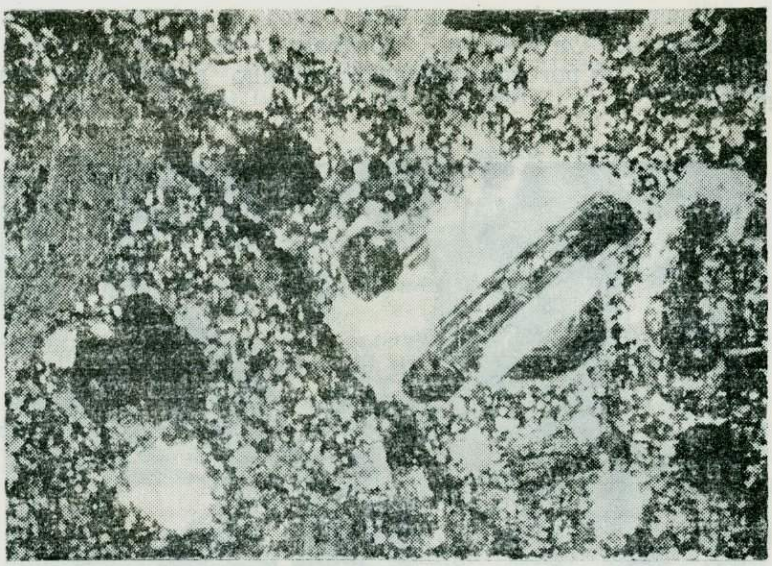


**Рис. IV—48. Микрогранит-порфир.** В микрогранулитовой основной массе вкрапленники зонального плагиоклаза, калишпата, биотита. Ув. 22, при скрещенных николях.

сталлов относится к андезину. Замер оптических констант плагиоклаза дал следующие результаты:

| 2V | Закон двойникования | № плагиоклаза | Название |
|---|---|---|---|
| +87° | альбит ср. (010) | 38 | андезин |
| +85° | » | 40 | » |

Биотит встречается в виде отдельных сравнительно крупных чешуек (2—5 мм) с резко выраженным плеохроизмом от светло-желтого по Np до темно-зеленого по оси Ng.

## Выводы

Таким образом, детальные петрографические исследования продуктов верхнепалеозойской вулканической деятельности позволяют четко разграничить морфогенетические группы пород и установить их строгое соответствие определенным типам палеовулканов, намеченным в предыдущей главе. Кроме того, на основании актуалистического подхода при сравнении продуктов древних и современных вулканов представляется возможным получить достаточно определенное представление о характере и типах деятельности верхнепалеозойских вулканов Южной Джунгарии. Так, установление широкого развития палеоигнимбритов и палеоигниспумитов и их приуроченности к трещинным зонам либо к центральным вулканическим постройкам позволяют сделать вывод о деятельности в верхнепалеозойскую эпоху вулканов катмайского и пелейского типа и высказать дополнительные соображения об условиях образования игнимбритов. Преимущественное участие андезитов и их туфов в строении крупных стратовулканов убедительно свидетельствует о широком развитии в верхнепалеозойскую эпоху вулканов везувиана-стромболианского типа. Наконец, выявление жерловых фаций базальтов и андезито-базальтов, участвую-

щих в строении корней щитовых вулканов, служит несомненным указанием на проявление в верхнепалеозойскую эпоху вулканической деятельности гавайского типа.

В целом, петрографические исследования дают важный дополнительный материал, подкрепляющий выводы о бифилетическом происхождении магматических пород Южной Джунгарии в связи с деятельностью очагов кислой и основной магмы, находящихся на различной стадии эволюции.

Кислые липаритовые очаги, как это признается большинством исследователей (Ван Беммелен, А. Ритман, Ю. Кузнецов и др.), возникали в сиалической коре в связи с рождением анатектической магмы. Образование очагов происходило на различных глубинах. В одних случаях они прорывались на поверхность в виде грандиозных эксплозий, в других — застывали в форме плутонов.

Естественно, что состав кислой магмы в очагах не оставался неизменным, а испытывал эволюцию в соответствии с общим развитием геологической и геотектонической обстановки.

Очаги базальтовой магмы также формировались на различных уровнях сиалической и симатической оболочки в связи с поднятием по глубинным разломам подкорковой базальтовой магмы. Ее дифференциация в пределах отдельных очагов обуславливала разнообразие вулканических продуктов от базальтов до андезито-базальтов, андезитов, гранодиоритов и гранитов.

Строение и состав верхнепалеозойских вулканогенных свит Южной Джунгарии показывает справедливость представления о том, что в их формировании участвовали многочисленные очаги, дающие попеременно или одновременно магму различного состава — от кислой, липаритовой, до основной — базальтовой.

Точно также имеются все основания предполагать, что в формировании отдельных свит участвовало несколько поколений магматических очагов различного состава. Как показывают данные геолого-структурного анализа, деятельность вулканических очагов была тесно связана с многочисленными глубинными разломами, развивающимися главным образом на периферии Джунгарского прогиба. Нужно полагать, что если в одних случаях возникновение и угасание магматических очагов было связано с многими разломами, то в других деятельность ряда магматических очагов протекала и накладывалась друг на друга в связи с одним долгоживущим глубинным разломом (Ю. Кузнецов, 1963).

Необходимо отметить, что представления об одновременной деятельности разноглубинных магматических очагов, за последнее время получают все большее признание в Казахстане.

Так, для Северо-Восточного Прибалхашья это с некоторыми оговорками отмечается В. Я. Кошкиным (1963), который пишет, например, что «изучение вулканогенных накоплений каркаралинской свиты ($C_1$) свидетельствует о том, что центры извержений андезито-базальтового и липарито-дацитового комплексов различны и пространственно не совпадают, хотя действовали одновременно. Очаги липаритовых расплавок являются, вероятно, реликтами фаменско-турнейского вулканизма».

Для девонских вулканогенных комплексов Сырысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан) одновременная деятельность разноглубинных очагов кислой и основной магмы рассматривается в одной из последних работ В. С. Коптева-Дворникова, П. Ф. Емельяненко, М. А. Петровой (1963). Кислые магматические очаги по представлениям этих авторов располагаются в сиалической оболочке (палингенез), основные — в верхних частях мантии.

Два вулканических комплекса — андезитовый (порфиритовый) и риолито-дацитовый (порфировый) выделяет Б. Н. Лапин (1963) для Горного Алтая. Каждый из комплексов обладает специфическими чертами строения и состава и связан с самостоятельными разноглубинными очагами, расположенными в различных по строению тектонических блоках.

В связи с проведенными исследованиями очень важным представляется рассмотреть также проблему комагматичности эффузивных, экструзивных и интрузивных пород. В результате многочисленных исследований последних лет, начатых, а затем и обобщенных Е. К. Устиевым (1949, 1958, 1959, 1961, 1963), широкое развитие вулкано-плутонических ассоциаций больше не вызывает сомнения. Проблема вулкано-плутонических ассоциаций стала в ряд важнейших геологических проблем. Ее изучением на примере различных регионов в последнее десятилетие занимались Г. Д. Афанасьев (1953), М. Л. Гельман (1963), Н. В. Ичетовкин (1963), Г. М. Власов (1962), К. Н. Рудич (1963), М. Г. Руб (1962), М. А. Фаворская (1956), Э. П. Изох и др. (1957), Л. И. Красный (1960), М. С. Нагибина (1963), Р. Н. Абдуллаев (1963), Ю. П. Масуренко в (1961), Б. Н. Лапин (1963) и многие другие.

Особенно детально она рассмотрена на симпозиуме по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности (Алма-Ата, 1966).

Критерии для доказательства генетической связи вулканических и плутонических серий наиболее детально разработаны на примере мезозоид Охотского вулканического пояса Е. К. Устиевым (1949, 1963). Им рассматриваются структурно-геологические, петрографические и петрохимические доказательства подобной связи. Большую роль геохимических критериев для выяснения комагматичности интрузивных и эффузивных пород Приморья и Мяо-Чанского района показала М. Г. Руб (1961, 1964). Очень интересные новые представления о «вулкано-плутонических ассоциациях определенного типа» разработаны М. А. Фаворской, Э. П. Изохом, Г. В. Ициксон, М. Г. Руб и В. А. Кигай (Фаворская, 1959, Кигай, 1963).

Эти новые представления сформулированы М. А. Фаворской следующим образом: «среди магматических образований наиболее близких по времени формирования к моментам интенсивного рудообразования устанавливаются представители гипабиссальной, субвулканической и собственно эффузивной фации. В ряде случаев между этими разностями наблюдаются постепенные переходы, что позволяет рассматривать соответствующие эффузивы, как результат прорыва на поверхность магмы дифференцированных интрузивных очагов» (Фаворская, 1959).

Для территории Казахстана продолжительное время господствовали представления о раздельном существовании не связанных общим магматическим источником и кровным родством вулканических и плутонических ассоциаций (Коптев-Дворников, 1952; Коптев-Дворников, И. В. Григорьев и др., 1958). Соответственно, как это можно видеть на примере многочисленных работ, интрузивные комплексы изучались оторванно от вмещающих вулканических пород, с которыми они рассматривались лишь в пространственной, но не в генетической связи (Коптев-Дворников, 1952, 1956; Коптев-Дворников, Полевой, Дистанова и др., 1962). Лишь в результате новейших исследований представления о вулкано-плутонических ассоциациях на территории Казахстана получают все более широкое признание (Фремд, 1960, 1963, 1964; Коптев-Дворников, Емельяненко, Петрова, 1963. Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности, 1966).

Проблема комагматичности интрузивных и эффузивных пород

Южной Джунгарии впервые была поставлена в связи с исследованиями вулканизма и металлогении этого региона (Русаков, Фремд, 1958; Фремд, 1960). Материалы этих исследований позволяют рассматривать верхнепалеозойские магматические породы Южной Джунгарии и всего Джунгарского прогиба в качестве вулкано-плутонической формации, в составе которой можно выделить два формационных типа: диорит-андезитовый и гранит-липаритовый. О комагматичности каждого из формационных типов достаточно определенно можно судить на основании как структурно-геологических, так и минералого-петрографических данных.

К структурно-геологическим данным относится прежде всего приуроченность экструзивных и интрузивных массивов (некков, штоков) к одним и тем же региональным тектоническим нарушениям (глубинным разломам). Большинство вулканов, субвулканов и интрузий, как это показано на схеме (рис. III—1), располагается вдоль тектонических нарушений субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений, ограничивающих отдельные блоки горных массивов Южной Джунгарии. Больше всего их зафиксировано вдоль Южного (Илийского) глубинного разлома, ограничивающего самые южные цепи Джунгарского Алатау со стороны Илийской депрессии. Здесь вулканы приурочены как к основному разлому, так и к его северо-восточной ветви. Южноалтынэмельский глубинный разлом, проходящий по северному борту Бащийской депрессии, контролирует целую серию вулканических некков и мелких интрузивных массивов, сосредоточенных, главным образом в горах Тюлькули, Матай, Дигерес, где с некоторыми из них связаны поля гидротермально измененных пород. Несколько субширотных разломов с расположенными вдоль них некками, субвулканическими телами и интрузиями фиксируются в горах Архарлы. На западных отрогах Южно-Джунгарских гор связь вулканических аппаратов и интрузивных массивов с субширотными разломами отчетливо проявляется в горах Ашудасты, Малайсары, Чулак.

К структурно-геологическим данным относятся также взаимоотношения между породами экструзивного и интрузивного облика, наблюдающиеся в отдельных массивах. Переходы от раскристаллизованных гранитов и микрогранитов, в центральных частях массивов, к флюидальным фельзитам — на периферии убедительно свидетельствуют о комагматичности интрузивных и экструзивных пород. Точно также широко прослеживаются переходы экструзивных образований, преимущественно фельзитов, в покровы и штоки игнимбритовых и игниспумитовых пород. В других случаях отчетливо наблюдаются дайкиподводящие каналы, питающие отдельные андезитовые покровы, как это было, например, отмечено при описании Конуроленского стратовулкана.

Минералого-петрографические наблюдения, указывающие на магматическое родство эффузивных и интрузивных пород, не менее убедительны, чем структурно-геологические.

Породы, принадлежащие к формационному типу гранит — липарит, помимо взаимопереходов всех разностей, отмеченных выше, обнаруживают и удивительное внешнее сходство.

При микроскопическом изучении особенно обращает внимание идентичный состав породообразующих и акцессорных минералов. Последние представлены чаще всего турмалинами (шерл, дравит) и апатитом. При резком отличии структур гранитов и липаритов нередко наблюдаются переходы от микрогранитовой структуры у гранитов к сферолитовой или даже флюидальной, фельзитовой — у липаритов.

Для формационного типа диорит — андезит черты сходства наблюдаются еще более отчетливо. Основная масса андезитов в свежих раз-

ностях состоит из лейст полисинтетических или простых двойников относительно свежего андезина-олигоклаза. Этими же плагиоклазами сложены диориты и микродиориты. Вкрапленники плагиоклазов в андезитах по составу и по зональному строению идентичны порфировидным выделениям в микродиоритах. Темноцветные минералы как в диоритах, так и в их экструзивных аналогах (андезитах), представлены амфиболом, авгитом и очень редко гиперстеном. Акцессорные минералы диоритов и андезитов — сфен, апатит и магнетит.

Таким образом, тесная комагматическая связь всех членов гранит-липаритового, также как и диорит-андезитового формационных рядов, выглядит достаточно определенно. Можно предполагать, что большинство известных в Южной Джунгарии верхнепалеозойских интрузий являлись периферическими очагами грандиозных посторогенных эксплозий, широкое распространение которых отмечено за последнее время в различных районах земного шара (Устиев, 1961). В связи с этим интересно отметить, что Р. Смит (R. L. Smith, 1960), которому принадлежит наиболее обстоятельная сводка по игнимбритам (поточным туфам) мира, приводит убедительные доказательства связи огромных по объему игнимбритовых масс с гранитоидными интрузиями, а игнимбриты рассматривает как прорвавшиеся на дневную поверхность плутоны.

## Глава V

# ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ, ЭКСТРУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ (СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ) ПОРОД

Петрохимический состав играет особенно важную роль при диагностике эффузивных и экструзивных пород, характеризующихся микрозернистой или стекловатой основной массой.

При изучении подобных пород под микроскопом у исследователя на основании наблюдений над вкрапленниками плагиоклаза, имеющими, как правило, более основной состав, чем это необходимо для равновесия с составом основной массы, неизбежно создается впечатление о более основном характере породы, чем это вытекает из химических анализов.

Так, например, в Южной Джунгарии игнимбритовые и игниспумитовые породы по макроскопическим и микроскопическим определениям относились к дацитам и даже андезито-дацитам, в то время как впоследствии, по данным химических анализов, был установлен их липаритовый состав. На подобные же неувязки в диагностике эффузивных пород на основании микроскопического и химического изучения указывают и другие авторы (Кошкин, 1963 и др.).

Для петрохимической характеристики эффузивных, экструзивных и интрузивных (субвулканических) пород Южной Джунгарии использованы данные 150 химических анализов и их пересчетов по методу А. Н. Заварицкого. Химические анализы эффузивных пород (всего 72 анализа) сведены по возвратному принципу в 4 таблицы, которым отвечает такое же число диаграмм, составленных по методу А. Н. Заварицкого. Таблицы соответствуют каменноугольному, нижнепермскому, верхнепермскому и нижнетриасовому возрасту пород. В следующих двух таблицах и отвечающих им диаграммах приводятся данные по химизму послеверхнепермских и послениижнетриасовых экструзивных пород. В одной таблице (V—7) и на соответствующей ей диаграмме сведены данные по химизму послеверхнепермских интрузивных (субвулканических) пород.

Вариационные кривые всех возрастных групп эффузивных и экструзивных пород Южной Джунгарии сопоставлены на специальной диаграмме (рис. V—8).

### Эффузивные породы

Приведем характеристику петрохимических особенностей эффузивных пород в порядке их возрастной последовательности.

Каменноугольные породы. Петрохимические особенности каменноугольных вулканических пород отражены в таблицах и на диаграмме № V—1, составленной по данным 16 силикатных анализов для




**Рис. V—1. Петрохимическая диаграмма каменноугольных эффузивных пород.**

Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — риолит; 02 — комендит; 03 — трахит; 04 — трахиандезит; 05 — дацит; 06 — андезит; 07 — базальт.
Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.
(Номера точек на диаграмме соответствуют номерам на таблице № 1).

пород восточной части региона (горы Катутау, Алтыджек, Долантау). На диаграмме хорошо заметны общие закономерности: обособленное положение групп кислых и основных пород, щелочная тенденция первой из них и щелочно-земельная тенденция второй. Максимальное количество фигуративных точек кислых пород в правой части диаграммы располагается между вариационными линиями № 2 (тип Электрик-Пик) и № 3 (тип Йеллоустонский парк), что соответствует нормальным щелочно-земельным породам Тихоокеанской ассоциации.

Вместе с тем, самые кислые разности липаритовых игнимбритов располагаются выше и правее не только среднего липарита (по Дели), но и комендита, относящегося, как известно, к группе щелочных пород с «пантелляритовой тенденцией». Таким образом, уже в правой части диаграммы в породах кислой группы щелочная тенденция проявляется весьма отчетливо. В левой части диаграммы рой фигуративных точек располагается значительно правее фигуративной точки среднего липарита (по Дели).

Андезиты в левой части диаграммы характеризуются большим значением параметра «с» (9,5), что говорит о высоком содержании поле-

вошпатовой извести, отвечающем породам щелочно-земельного (нормального) ряда.

Нижнепермские породы. В кислых вулканогенных породах нижнепермского возраста, как видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (диаграмма № V—2, таблица № V—2), щелочная тенденция по сравнению с каменноугольными выражена несколько слабее: фигуративные точки этих пород в правой части диаграммы группируются в основном между вариационными линиями № 1 (тип Пеле) и № 2 (тип Электрик-Пик), то есть левее, чем в предыдущей диаграмме. Пологая направленность дополнительных векторов вправо говорит о преобладании магнезиального амфибола и пироксена над железистыми разностями.

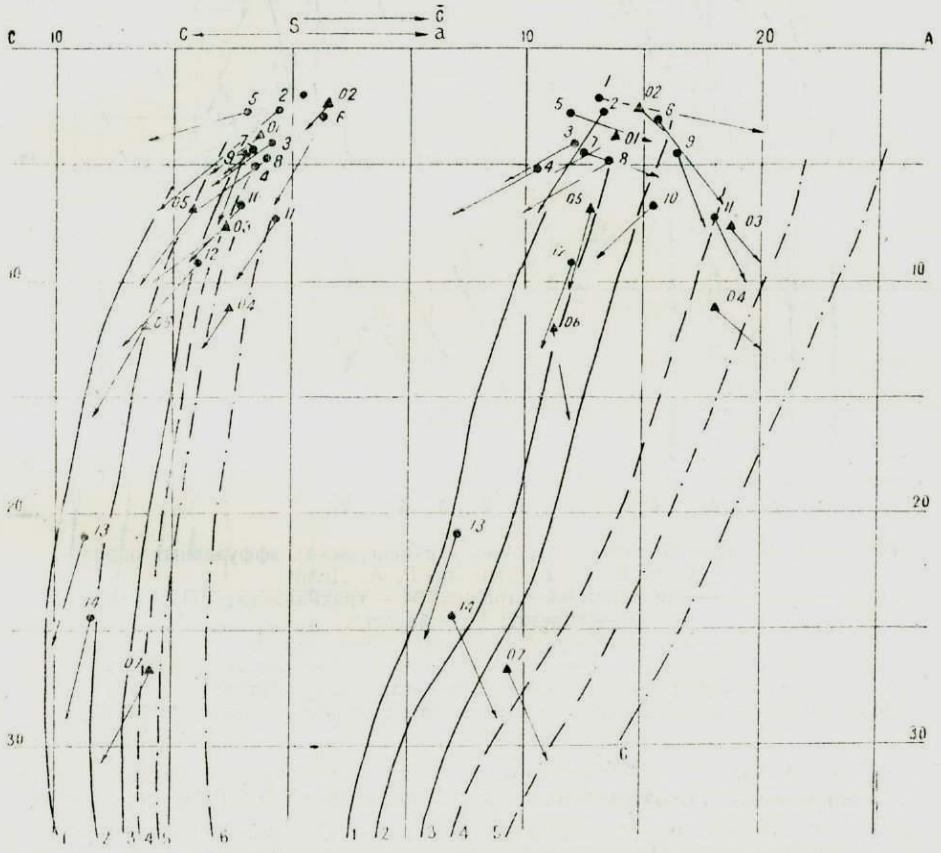



**Рис. V—2. Петрохимическая диаграмма нижнепермских эффузивных пород.**
Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — риолит; 02 — комендит; 03 — трахит; 04 — трахиандезит; 05 — дацит; 06 — андезит; 07 — базальт.
Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.
(Номера точек на диаграмме соответствуют номерам на таблице № 2).

В левой части диаграммы фигуративные точки располагаются примерно на той же линии, что и на диаграмме № V—1. Что касается пород андезитовой группы, то они по своему характеру и положению на диаграмме А. Н. Заварицкого не отличаются от каменноугольных пород.

Верхнепермские породы. В кислых породах верхней пер-

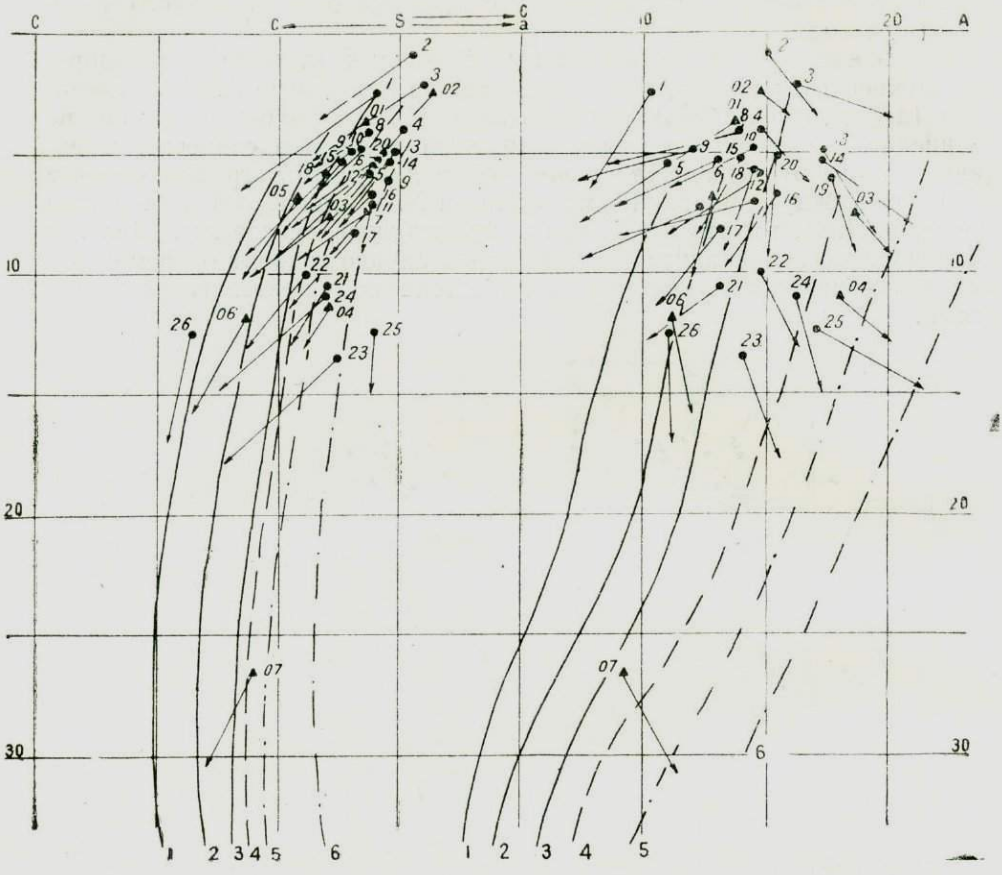



**Рис. V—3. Петрохимическая диаграмма верхнепермских эффузивных пород**
Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — риолит; 02 — комендит; 03 — трахит; 04 — трахиандезит; 05 — дацит; 06 — андезит; 07 — базальт.
Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.
(Номера точек на диаграмме соответсвуют номерам на таблице № 3).

ми (диаграмма № V—3, таблица № V—3) — рой векторов на диаграмме А. Н. Заварицкого не отличается компактностью. Тем не менее, границы роя достаточно четко определяются между вариационной линией № 2 (тип Электрик-Пик) и № 4 (тип Этны). Таким образом, щелочная тенденция в этих породах снова представляется более отчетливо.

Размеры и направления дополнительных векторов в правой части диаграммы говорят о том, что состав пород не претерпел особенных изменений по сравнению с породами нижнепермского возраста. Большая часть дополнительных векторов направлена под углом 40—45° вправо, свидетельствуя тем самым о пропорциональном содержании железа и магния. Направленность некоторых векторов влево обусловлена повышенным содержанием глинозема за счет развивающихся вторичных минералов — серицита и пелита.

В левой части диаграммы фигуративные точки кислых пород располагаются значительно правее вариационной линии № 4 (тип Этны) и среднемирового липарита.

Верхнепермские андезитовые породы, судя по расположению фигуративных точек и дополнительных векторов в правой и левой частях

диаграммы сохраняют свой щелочно-земельный характер, отмеченный уже для нижнепермских и каменноугольных толщ.

Нижнетриасовые толщи. На диаграмме № V—4 наблюдается дальнейшее увеличение щелочной тенденции кислых вулканогенных пород: большая часть их фигуративных точек располагается правее, чем во всех предыдущих случаях — между вариационными линиями № 3 и № 4. В левой части диаграммы фигуративные точки кислых пород располагаются несколько правее вариационной линии № 4 и среднемирового липарита (по Дели). Векторы дополнительных характеристик правой и левой частей диаграммы сохраняют направленность и размеры, отмеченные во всех предыдущих случаях.

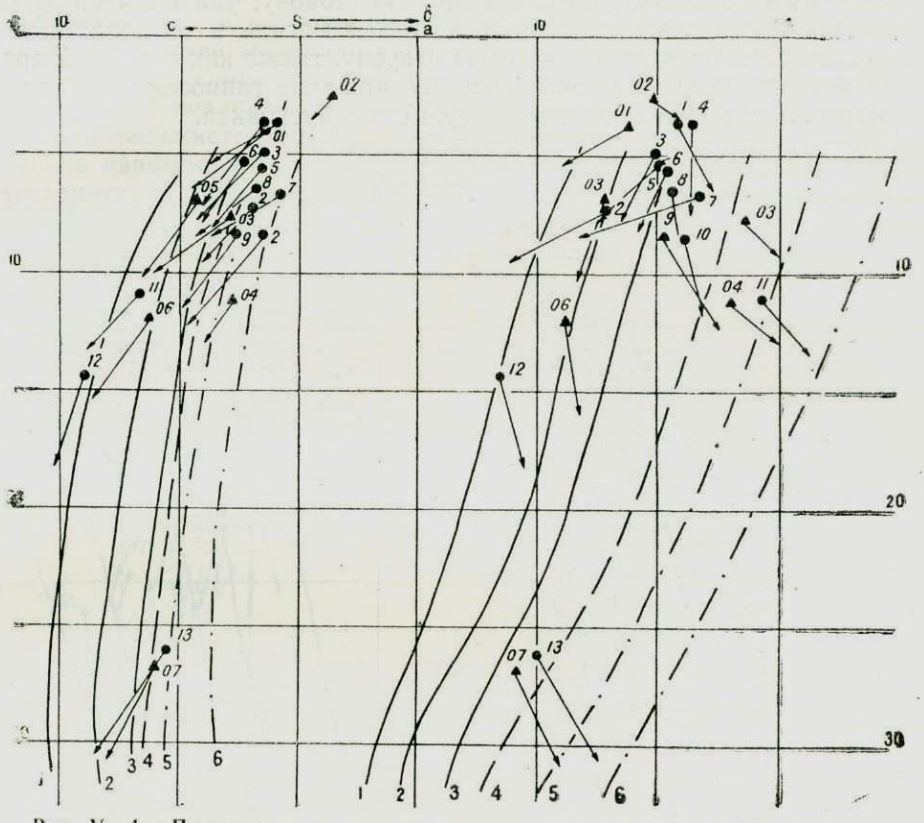



**Рис. V—4. Петрохимическая диаграмма нижнетриасовых эффузивных пород.**

Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — риолит; 02 — комендит; 03 — трахит; 04 — трахиандезит; 05 — дацит; 06 — андезит; 07 — базальт.
Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.
(Номера точек на диаграмме соответствуют номерам на таблице № 4).

Андезитовые породы, представленные на диаграмме, сохраняют щелочно-земельную тенденцию и в этом отношении заметно отличаются от пород кислого состава.

### Экструзивные породы

Экструзивные породы послеверхнепермского и посленижнетриасового возраста представлены соответственно на диаграммах № V—5 и V—6. Рои векторов этих пород по сравнению с вулканогенными сериями

отличаются большей компактностью. Также еще более отчетливо намечается обособление липарито-дацитовой и андезитовой групп.

Липариты и липарито-дациты послеверхнепермского возраста (диаграмма № V—5) представлены на правой части диаграммы в виде роя, ограниченного 1-й и 3-й вариационными линиями (щелочно-земельные типы Пеле и Йеллоустонского парка). На левой части диаграммы фигуративные точки этих пород размещаются значительно правее среднемирового типа липаритов по Дели и вариационной линии № 4 (тип Этны). Большая часть фигуративных точек имеет значение параметра «в» от 4 и выше и таким образом расположена ниже среднего типа липарита по Дели. Векторы дополнительных характеристик в правой части диаграммы наклонены полого в правую сторону, указывая на пропорциональные содержания атомов железа и магния в темноцветных минералах. Наклон векторов в левую сторону, также как и во всех других случаях, указывает на повышенное содержание глинозема за счет гидротермальных новообразований серицита и мусковита.

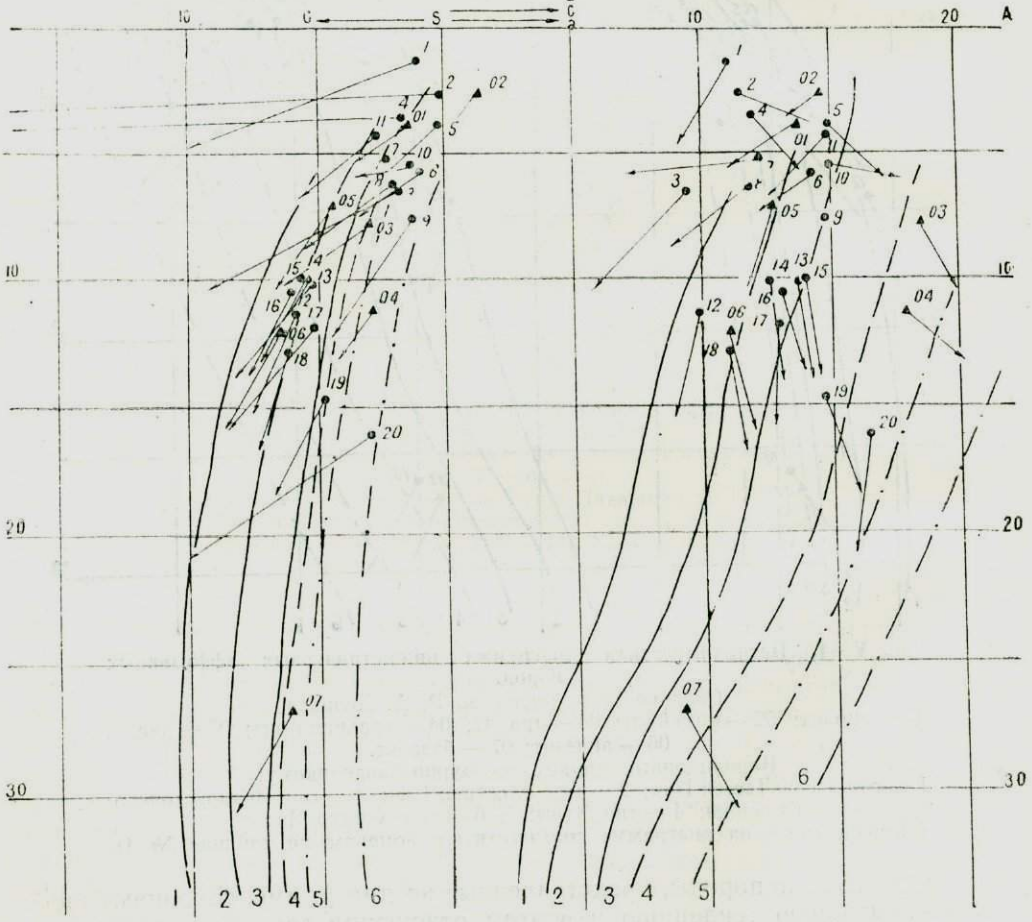



**Рис. V—5. Петрохимическая диаграмма постпермских экструзивных пород.**
Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — риолит; 02 — комендит; 03 — трахит; 04 — трахиандезит; 05 — дацит; 06 — андезит; 07 — базальт.
Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.
(Номера точек на диаграмме соответствуют номерам на таблице № 5).

В левой части диаграммы векторы дополнительных характеристик заметно наклонены вниз, свидетельствуя об относительно повышенной роли калия. Последнее обстоятельство в ряде случаев может объясниться процессом широко проявленного калиевого метасоматоза.

Фигуративные точки андезитов в правой части диаграммы размещаются в границах 1—3 вариационных линий Бурри-Заварицкого. В виду высокого значения параметра «в» (от 10 и выше) андезиты отделяются от липарито-дацитов довольно широкой «мертвой» зоной.

В левой части диаграммы фигуративные точки андезитов располагаются далеко влево вокруг щелочно-земельного среднемирового андезита по Дели. Векторы дополнительных характеристик в правой части диаграммы наклонены почти вертикально, что объясняется присутствием в составе андезитов наряду с авгитом значительного количества гиперстена. Сравнительно крутые векторы левой части диаграммы иллюстрируют ведущую роль калия по сравнению с натрием.

Посленижнетриасовые экструзивные породы (диаграмма № V—6) весьма напоминают экструзии послеверхнепермского возраста. Липарито-дацитовая группа располагается в границах тех же вариационных линий № 1—3, правда, значительно правее, чем в предыдущем случае в правой части диаграммы № V—6 и несколько правее липаритов сред-




**Рис. V—6. Петрохимическая диаграмма постнижнетриасовых экструзивных пород.**

Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — риолит; 02 — комендит; 03 — трахит; 04 — трахиандезит; 05 — дацит; 06 — андезит; 07 — базальт.

Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.

(Номера точек на диаграмме соответствуют номерам на таблице № 6).

него типа в левой части диаграммы, тем самым подтверждая свою щелочную направленность, уже неоднократно отмеченную для других случаев. Андезиты как и на всех просмотренных диаграммах характеризуются параметрами, типичными для пород щелочно-земельного ряда.

### Интрузивные породы

Сложный петрохимический состав интрузивных пород, обусловленный процессами дифференциации и гибридизма в очагах кислой гранитной магмы, хорошо отражается на диаграмме А. М. Заварицкого (диаграмма № V—7).

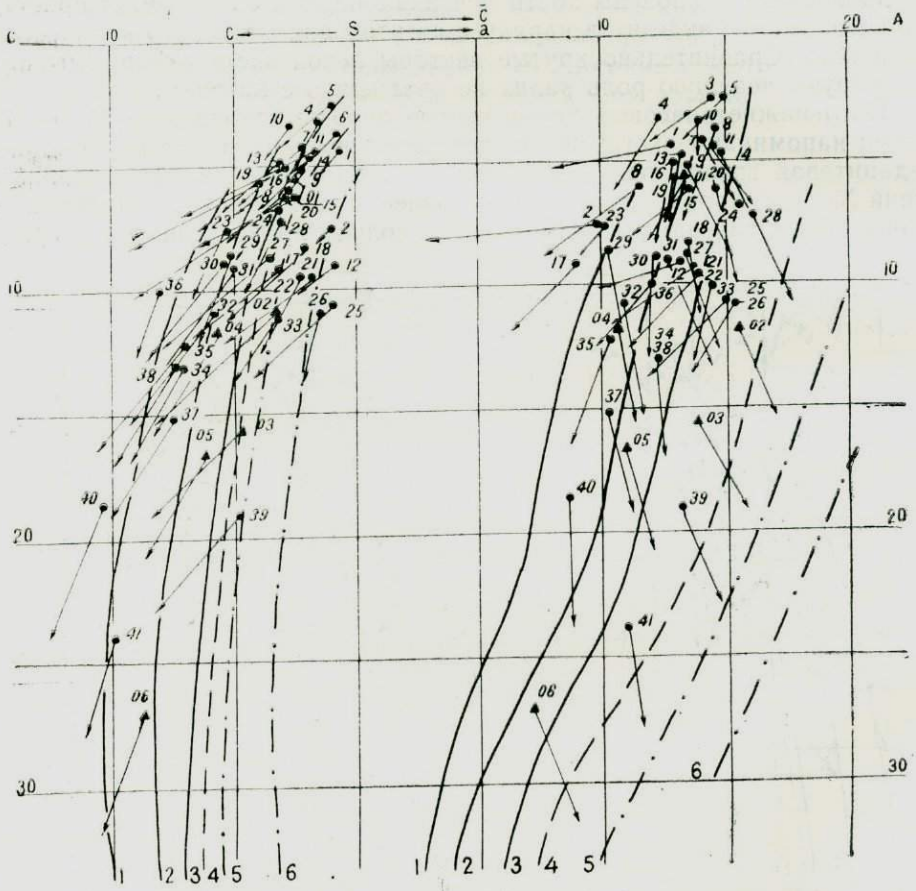



**Рис. V—7. Петрохимическая диаграмма постпермских интрузивных пород.**
Средние типы пород по Р. А. Дели:
01 — гранит; 02 — сиенит; 03 — монцонит; 04 — кварцевый диорит; 05 — диорит; 06 — габбро.
Вариационные кривые по Бурри-Заварицкому:
1 — тип Пеле-Лассен-Пик; 2 — тип Электрик-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны; 5, 6 — тип Хейвуд-Марос.
(Номера точек на диаграмме соответствуют номерам на таблице № 7).

В правой части диаграммы, наряду с компактным роем неконтаминированных гранитов, расположенным в правой верхней части в границах вариационных линий 1—3, и в средней части диаграммы (параметры «в» 7—13), наблюдается разбросанность гибридных разностей и дифференциатов гранитной магмы со всеми переходными типами от гранитов до гранодиоритов, кварцевых монцонитов, диоритов и габбро. Фигуративные точки этих пород занимают весьма широкое поле сред-

ней части диаграммы от вариационной линии № 1 (тип Пеле) слева до вариационной линии № 4 (тип Этны) — справа.

В левой части диаграммы фигуративные точки также весьма разбросаны в связи с изменчивой величиной параметра «с». Как среди гранитов, так и среди гранодиоритов и диоритов встречаются разности бедные полевошпатовой известью, фигуративные точки которых располагаются неподалеку от разграничительной линии S — B и разности богатые полевошпатовой известью, отстоящие далеко влево от разграничительной линии S — B (величина параметра «с» 6—10).

## Выводы

Таким образом, при рассмотрении петрохимических диаграмм, составленных по методу А. Н. Заварицкого, намечаются две петрохимические группы: группа андезитов и андезито-базальтов и группа липаритов и липарито-дацитов.

Липарито-дацитовая группа отличается заметно выраженной щелочной тенденцией: в правой части диаграммы на плоскости фигуративные точки кислых пород расположены (типы Электрик-Пик и Йеллоустонский парк) значительно правее фигуративной точки среднего риолита по Дели. В левой части диаграммы на плоскости фигуративные точки кислых пород группируются почти у самой ординаты SB в пределах вариационных линий 4—6, отвечающих щелочному типу пород (по Бурри-Заварицкому).

Для группы основных пород — андезитов и андезито-базальтов щелочная тенденция проявляется значительно слабее или не проявляется вовсе. В левой части диаграммы фигуративные точки андезитов и андезито-базальтов располагаются между 1-й и 2-й вариационными кривыми, отвечающими нормальной щелочно-земельной магме.

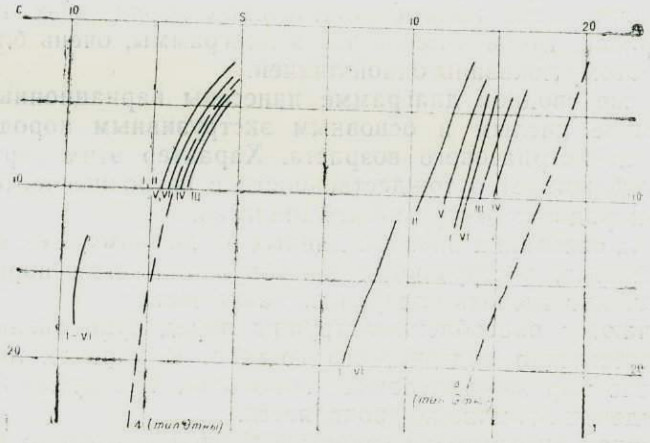


**Рис. V—8. Схема сопоставления вариационных кривых эффузивных и экструзивных пород.**

Эффузивные породы: I — каменноугольные; II — нижнепермские; III — верхнепермские; IV — нижнетриасовые.
Экструзивные породы: V — постпермские; VI — постнижнетриасовые.

В правой части диаграммы фигуративные точки андезитовых пород совпадают с фигуративной точкой среднего андезита по Дели. На диаграммах А. Н. Заварицкого также отчетливо наблюдается обособленное положение роев основных и кислых пород. Рой кислых пород, довольно растянутый, располагается в верхней части диаграммы в пределах малых значений параметра «в» (от 3 до 7), а рой основных пород более компактно расположен ниже, в области значений параметра «в» от 10

до 13—15. В пределах значений параметра «в» 7—10 находится «мертвая зона», в которую попадают лишь редкие точки.

Следует отметить, что установленные для Южной Джунгарии петрохимические особенности андезитовых и липаритовых пород привлекают внимание, поскольку они могут указывать на принадлежность их к самостоятельным группам, не связанным кровным родством. Поэтому нельзя быть уверенным в правильности выводов тех исследователей (Зырянов, 1963; Кошкин, 1963), которые вопреки петрохимическим различиям относят кислые и основные породы к одной комагматической группе, возникшей при дифференциации общего магматического очага.

Относительное положение всех возрастных групп вулканогенных пород, представленных на диаграммах (рис. V—1—V—4) может быть особенно наглядно представлено на сводной диаграмме (рис. V—8) в виде вариационных линий, отвечающих каждому типу.

На первой части диаграммы можно заметить, что правее всех располагается вариационная линия нижнетриасовых вулканогенных пород. Рядом, левее от нее проходит вариационная линия верхнепермских вулканогенных образований. Еще левее располагается вариационная кривая каменноугольных эффузивных пород. Вариационная кривая нижнепермских пород занимает крайнее левое положение, хотя отдельные фигуративные точки кислых пород наблюдаются значительно правее (диаграмма № V—3).

На левой части сводной диаграммы крайнее правое положение занимает вариационная кривая верхнепермских пород — она совпадает с кривой № 5 (щелочной тип Хейвуд-Марос по Бурри-Заварицкому). Рядом, слева от нее, располагается вариационная кривая нижнетриасовых вулканогенных образований и еще левее — вариационные кривые, отвечающие нижнепермским и верхнекаменноугольным вулканогенным толщам. Вариационные кривые андезитовых пород всех возрастных групп как правой, так и в левой части диаграммы, очень близки одна к другой и поэтому показаны одной линией.

На этой же сводной диаграмме нанесены вариационные кривые, соответствующие кислым и основным экструзивным породам послепермского и послетриасового возраста. Характер этих вариационных кривых свидетельствует о тождественности в петрохимическом составе эффузивных пород и их экструзивных аналогов.

В итоге на основании анализа данных по химизму всех возрастных групп эффузивных, экструзивных и субвулканических пород Южной Джунгарии можно сделать следующее заключение.

1. Намечаются обособленные группы пород существенно липаритового и существенно андезитового состава. В породах липаритовой группы заметно выражена щелочная тенденция, в то время как в андезитах эта тенденция обычно не проявляется.

2. В породах липаритовой группы в период с нижнего карбона до нижнего триаса наблюдается постепенное увеличение щелочной тенденции, что определенным образом указывает на эволюцию магматизма во времени.

3. В группе кислых пород отмечается повышенная кислотность игнимбритов и туфов вокруг отдельных вулканических очагов по сравнению с экструзивными образованиями. Этим подтверждается общая закономерность, обусловленная дифференциацией магмы в вулканическом канале, а также связь экструзивных и эффузивных образований с общими центрами извержений.

4. Тождественность химического состава и петрохимических параметров эффузивных, экструзивных и интрузивных пород определенно указывает на их комагматичность.

# ТАБЛИЦЫ
# ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ
# И ПЕРЕСЧЕТОВ ПО А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

Таблица 1

**Химический состав каменноугольных эффузивных пород**

| | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O^+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 1127а/61 | 74,22 | 0,18 | 12,75 | 1,54 | 0,37 | 0,06 | 0,52 | 1,55 | 5,00 | 2,60 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 1,94 | 100,79 |
| 2. | 865/62 | 73,84 | 0,31 | 12,36 | 2,01 | 0,12 | 0,05 | 0,01 | 1,13 | 4,00 | 3,30 | 0,09 | сл. | 0,58 | 1,56 | 99,36 |
| 3. | 1125а/61 | 73,05 | 0,17 | 13,65 | 1,60 | 0,40 | 0,13 | 0,76 | 2,35 | 6,20 | 0,55 | 0,05 | — | 0,10 | 1,10 | 100,11 |
| 4. | 401а/62 | 71,96 | 0,50 | 13,49 | 2,31 | 0,13 | 0,03 | 0,77 | 0,82 | 3,25 | 4,00 | 0,13 | 0,03 | 0,37 | 1,51 | 99,30 |
| 5. | 1127/61 | 70,92 | 0,17 | 13,79 | 2,18 | 0,28 | 0,08 | 0,50 | 1,30 | 4,40 | 4,90 | 0,05 | 0,04 | — | 1,48 | 100,07 |
| 6. | 323/62 | 70,28 | 0,46 | 15,51 | 2,00 | 0,16 | 0,03 | 0,57 | 0,65 | 5,00 | 4,35 | 0,08 | сл. | 0,31 | 1,21 | 100,61 |
| 7. | 1125б/61 | 69,67 | 0,20 | 14,51 | 1,94 | 0,25 | 0,08 | 0,63 | 2,15 | 3,00 | 5,70 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 2,40 | 100,72 |
| 8. | 388/62 | 68,41 | 0,50 | 16,19 | 2,70 | 0,15 | 0,06 | 0,71 | 0,66 | 2,40 | 3,90 | 0,12 | сл. | 0,32 | 2,88 | 99,90 |
| 9. | 1124/61 | 68,20 | 0,35 | 14,45 | 2,48 | 0,68 | 0,14 | 0,04 | 3,35 | 3,70 | 3,50 | 0,05 | 0,04 | 0,16 | 2,22 | 99,36 |
| 10. | 1127а/61 | 66,62 | 0,35 | 15,38 | 2,38 | 0,28 | 0,06 | 0,72 | 2,35 | 8,40 | 8,75 | 0,11 | 0,04 | 0,06 | 2,80 | 100,30 |
| 11. | 389/62 | 63,55 | 0,50 | 16,15 | 2,80 | 1,76 | 0,11 | 2,77 | 2,82 | 5,45 | 2,50 | 0,14 | 0,20 | 0,20 | 1,78 | 100,73 |
| 12. | 1128/61 | 60,73 | 0,50 | 16,38 | 4,46 | 2,33 | 0,32 | 2,35 | 3,95 | 4,00 | 2,55 | 0,11 | 0,08 | 0,02 | 2,16 | 99,94 |
| 13. | 2086а/61 | 60,36 | 0,50 | 16,68 | 3,80 | 2,19 | 0,07 | 1,46 | 2,45 | 3,90 | 5,00 | 0,07 | 0,04 | 0,14 | 2,40 | 99,06 |
| 14. | 833/62 | 59,64 | 0,63 | 17,07 | 3,76 | 1,99 | 0,09 | 3,32 | 6,08 | 3,00 | 2,17 | 0,16 | сл. | 0,37 | 2,30 | 100,58 |
| 15. | 294/62 | 57,88 | 0,58 | 16,83 | 2,57 | 2,81 | 0,09 | 2,89 | 4,11 | 4,00 | 1,95 | 0,17 | сл. | 0,56 | 4,86 | 99,30 |
| 16. | 2175а/61 | 51,26 | 0,48 | 18,74 | 6,03 | 3,06 | 0,16 | 5,03 | 3,30 | 3,00 | 0,63 | 0,23 | 0,12 | 0,10 | 2,44 | 99,58 |

1. (1127а/61) — липарито-дацитовый игниспумит еккульского типа; г. Катутау; 2. (865/62) — липаритовый игнимбрит айнабулакского типа, г. Долантау; 3. (1125а/61) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау; 4. (401 /62) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау; 5. (1127/61) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау; 6. (323/62) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Долантау; 7. (1125б/61) — липаритовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау; 8. (388/62) — игниспумит достарского типа, г. Долантау; 9. (1124/61) — липаритовый игнимбрит айнабулакского типа, г. Катутау; 10. (1127б/61) — липарито-дацитовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау; 11. (389/62) — туф липарито-дацита, г. Долантау; 12. (1128/61) — андезит, г. Катутау; 13. (2086/61) — андезит, г. Катутау; 14. (833/62) — андезит, г. Долантау; 15. (294/62) — андезит, г. Катутау; 16. (2175а/61) — аднезито-базальт, г. Катутау.

Все анализы приведены по нашим материалам. Выполнены анализы в химлаборатории ЮКГУ.

Таблица 1
(продолжение)

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

| | № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 1127а/61 | 14,30 | 1,10 | 3,10 | 87,50 | — | 52,10 | 25,00 | 22,90 | 39,20 | 33,30 | 13,00 |
| 2. | 865/62 | 13,50 | 1,40 | 2,00 | 83,10 | 13,30 | 86,60 | — | — | 65,00 | 37,80 | 9,60 |
| 3. | 1125а/61 | 14,00 | 1,90 | 4,10 | 80,00 | — | 43,50 | 32,30 | 24,20 | 9,40 | 20,10 | 7,37 |
| 4. | 401а/62 | 12,60 | 0,90 | 6,20 | 80,30 | 49,50 | 31,20 | 19,30 | — | 55,80 | 34,50 | 14,00 |
| 5. | 1127/61 | 16,50 | 0,80 | 3,70 | 79,00 | — | 58,90 | 21,40 | 19,70 | 57,70 | 24,20 | 20,62 |
| 6. | 323/62 | 16,90 | 0,90 | 4,20 | 78,00 | 34,40 | 42,20 | 23,40 | — | 63,30 | 21,30 | 18,70 |
| 7. | 1125б/61 | 14,80 | 2,20 | 3,40 | 79,60 | — | 58,00 | 30,00 | 12,00 | 22,00 | 27,40 | 6,27 |
| 8. | 388/62 | 10,70 | 2,00 | 10,50 | 76,80 | 64,10 | 25,00 | 10,90 | — | 48,80 | 3,20 | 5,35 |
| 9. | 1124/61 | 13,30 | 3,10 | 5,50 | 78,10 | — | 53,10 | 27,20 | 19,70 | 30,90 | 26,50 | 4,39 |
| 10. | 1127а/61 | 19,20 | 0,50 | 5,80 | 74,50 | — | 39,70 | 19,30 | 40,90 | 46,90 | 10,10 | 38,40 |
| 11. | 389/62 | 15,80 | 2,90 | 8,60 | 72,70 | — | 46,80 | 47,60 | 6,60 | 76,50 | 8,00 | 5,49 |
| 12. | 1128/61 | 13,00 | 4,80 | 10,80 | 71,40 | — | 60,10 | 37,90 | 2,00 | 74,20 | 12,00 | 2,71 |
| 13. | 2086а/61 | 15,80 | 3,10 | 8,20 | 72,90 | 3,30 | 66,10 | 30,60 | — | 54,30 | 11,10 | 25,10 |
| 14. | 833/62 | 10,00 | 6,90 | 11,90 | 71,20 | — | 45,30 | 49,10 | 6,60 | 68,60 | 15,50 | 1,40 |
| 15. | 294/62 | 12,40 | 5,30 | 11,40 | 70,90 | 8,90 | 46,20 | 43,90 | — | 76,40 | 11,70 | 2,30 |
| 16. | 2175а/61 | 7,90 | 9,50 | 19,50 | 63,10 | — | 45,50 | 46,80 | 7,20 | 88,90 | 0,90 | 0,83 |

Таблица 2

**Химический состав нижнепермских эффузивных пород**

| | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 1283б/60 | 78,98 | 0,08 | 10,41 | 0,49 | 0,22 | 0,03 | 0,20 | 1,25 | 5,40 | 1,80 | 0,07 | 0,18 | — | 1,00 | 100,41 |
| 2. | 523/62 | 77,02 | 0,15 | 11,90 | 0,87 | 0,09 | 0,03 | 0,79 | 0,51 | 3,57 | 4,25 | 0,03 | сл | 0,42 | 1,36 | 100,99 |
| 3. | 35/62 | 76,11 | 0,14 | 12,08 | 1,03 | 1,26 | 0,04 | 0,47 | 0,79 | 3,00 | 4,25 | 0,02 | 0,07 | — | 0,66 | **99,92** |
| 4. | 33/62 | 75,65 | 0,21 | 12,14 | 0,53 | 1,82 | 0,04 | 0,69 | 1,38 | 2,65 | 3,50 | 0,03 | 0,10 | — | — | 98,74 |
| 5. | 1030а/61 | 74,77 | 0,08 | 11,84 | 1,14 | 0,33 | 0,09 | 0,20 | 2,75 | 1,60 | 5,90 | 0,07 | 0,08 | — | 1,68 | 100,63 |
| 6. | 1461/60 | 73,73 | 0,30 | 12,05 | 2,49 | 0,06 | 0,05 | 0,70 | 0,65 | 5,40 | 4,00 | 0,05 | 0,06 | — | 0,76 | 100,30 |
| 7. | 1063/65 | 73,10 | 0,26 | 12,21 | 2,54 | 0,37 | 0,10 | 0,28 | 2,60 | 3,30 | 3,90 | 0,07 | 0,04 | — | 1,10 | 99,87 |
| 8. | 521б/62 | 72,63 | 0,30 | 13,83 | 1,74 | 0,47 | 0,03 | 0,73 | 1,01 | 3,40 | 4,50 | 0,10 | сл | 0,10 | 0,96 | 99,80 |
| 9. | 51/62 | 68,96 | 0,50 | 15,28 | 2,81 | 0,16 | 0,08 | 0,93 | 2,08 | 5,90 | 2,50 | 0,09 | 0,04 | 0,28 | 1,29 | 100,90 |
| 10. | 1386/60 | 66,59 | 0,50 | 15,87 | 3,08 | 0,65 | 0,07 | 1,00 | 1,80 | 4,40 | 3,93 | 0,11 | — | 0,27 | 1,51 | 99,43 |
| 11. | 1436а/60 | 65,90 | 0,40 | 14,59 | 4,22 | 0,56 | 0,18 | 1,15 | 1,35 | 5,80 | 3,70 | 0,10 | 0,06 | 0,06 | 1,46 | 9,53 |
| 12. | 19/62 | 64,80 | 0,40 | 16,14 | 2,60 | 2,40 | 0,07 | 2,04 | 3,40 | 3,50 | 3,01 | 0,10 | — | 0,25 | 1,20 | 99,91 |
| 13. | 416/61 | 50,88 | 0,45 | 21,11 | 5,35 | 2,70 | 0,28 | 5,50 | 7,65 | 2,60 | 0,70 | 0,16 | 0,06 | 0,01 | 2,38 | 99,83 |
| 14. | 2018а/61 | 47,95 | 0,50 | 16,28 | 9,38 | 0,13 | 0,10 | 6,00 | 10,05 | 2,50 | 0,62 | 0,23 | 0,07 | — | 6,16 | 99,97 |

1. (1283б/60) — липаритовый игнимбрит чебулайбулакского типа, г. Катутау; 2. (523/62) — липаритовый игнимбрит чебулайбулакского типа, г. Катутау; 3. (35/62) — липаритовый игнимбрит, г. Архарлы; 4. (33/62) — липаритовый игнимбрит, г. Архарлы; 5. (1030в/61) — липаритовый игнимбрит чебулайбулакского типа, г. Катутау; 6. (1461/60) — липаритовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау; 7. (1063/61) — липаритовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау; 8. (521б/62) — липаритовый игнимбрит, достарского типа, г. Катутау; 9. 51/62) — липаритовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау; 10. (1386/60) — липарито-дацитовый игнимбрит архарлинского типа; 11. (1436а/60) — туфоагломерат липарито-дацита, г. Катутау; 12. (18/62) — липарито-дацитовый игнимбрит, г. Архарлы; 13. (416/61) — андезито-базальт, г. Катутау; 14. (2018а/61) — базальт, г. Катутау.

Анализы № 3, 4, 12 приводятся по К. Н. Ткаченко (1962); остальные — по нашим материалам. Все анализы выполнены в химлаборатории ЮКГУ.

Таблица 2 (продолжение)

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

| № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. 1283б/60 | 13,10 | 0,50 | 2,10 | 84,30 | — | 15,10 | 15,10 | 69,80 | 81,30 | 40,40 | 13,10 |
| 2. 523/62 | 13,30 | 0,60 | 2,60 | 83,40 | 29,30 | 26,80 | 43,90 | — | 65,80 | 39,60 | 22,10 |
| 3. 35/62 | 12,10 | 0,90 | 4,10 | 82,90 | 35,30 | 46,80 | 17,80 | — | 50,00 | 40,50 | 13,00 |
| 4. 33/62 | 10,40 | 1,60 | 5,10 | 82,90 | 37,60 | 40,80 | 21,40 | — | 53,70 | 43,20 | 6,00 |
| 5. 1030в/61 | 11,90 | 1,90 | 2,80 | 83,40 | — | 54,70 | 11,90 | 33,30 | 15,70 | 41,20 | 60,20 |
| 6. 1461/61 | 15,60 | 1,30 | 3,00 | 80,20 | — | 31,80 | 38,70 | 29,50 | 64,70 | 27,10 | 11,90 |
| 7. 1063/61 | 12,50 | 1,70 | 4,40 | 81,40 | — | 55,10 | 10,60 | 30,30 | 28,28 | 36,10 | 7,30 |
| 8. 521б/62 | 13,60 | 1,20 | 4,80 | 80,40 | 38,30 | 38,30 | 23,30 | — | 53,40 | 32,40 | 11,30 |
| 9. 51/62 | 16,30 | 1,90 | 4,50 | 77,30 | — | 54,50 | 32,30 | 13,20 | 77,90 | 21,10 | 8,50 |
| 10. 1386/60 | 15,30 | 2,20 | 6,70 | 75,80 | 24,50 | 50,00 | 25,50 | — | 63,40 | 18,80 | 6,50 |
| 11. 1436а/60 | 18,00 | 0,70 | 7,30 | 74,00 | — | 58,40 | 27,80 | 13,90 | 35,60 | 11,40 | 25,70 |
| 12. 19/62 | 12,00 | 4,10 | 9,20 | 74,70 | 13,70 | 48,60 | 37,60 | — | 63,00 | 21,00 | 2,90 |
| 13. 416/61 | 7,20 | 10,00 | 20,30 | 62,50 | 15,10 | 36,00 | 48,90 | — | 75,70 | 0,60 | 0,70 |
| 14. 2018а/61 | 6,90 | 8,50 | 24,40 | 60,20 | — | 33,90 | 45,90 | 20,30 | 43,50 | 1,90 | 0,80 |

Таблица 3

**Химический состав верхнепермских вулканогенных пород**

| | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 42/83 | 73,90 | 0,37 | 9,86 | 1,18 | 0,08 | 0,04 | 0,65 | 0,87 | 2,52 | 3,60 | 0,10 | — | — | 1,63 | 99,80 |
| 2. | 1096а/61 | 76,90 | 0,08 | 11,69 | 1,01 | 0,09 | 0,08 | 0,16 | 0,28 | 3,40 | 6,00 | 0,05 | — | — | 1,08 | 100,74 |
| 3. | 1096/61 | 74,22 | 0,13 | 12,25 | 0,94 | 0,16 | 0,10 | 0,16 | 0,80 | 3,70 | 6,40 | 0,07 | 0,18 | — | 1,32 | 100,43 |
| 4. | 1097а/61 | 74,08 | 0,15 | 11,49 | 1,96 | 0,16 | 0,10 | 0,55 | 1,05 | 4,20 | 4,10 | 0,07 | 9,26 | 0,20 | 1,84 | 100,21 |
| 5. | 43/63 | 74,86 | 0,24 | 11,90 | 1,86 | 0,43 | 0,09 | 0,91 | 1,05 | 2,95 | 3,50 | 0,10 | — | 0,78 | 1,51 | 100,08 |
| 6. | 45/63 | 73,30 | 0,27 | 13,46 | 2,17 | 0,12 | 0,06 | 0,66 | 0,83 | 3,20 | 4,45 | 0,10 | — | 0,16 | 0,88 | 99,60 |
| 7. | 46/63 | 73,26 | 0,27 | 14,50 | 2,43 | 0,14 | 0,06 | 0,99 | 1,08 | 3,05 | 4,25 | 0,01 | — | 0,28 | 0,74 | 101,06 |
| 8. | 47/63 | 72,41 | 0,22 | 14,20 | 1,40 | 0,08 | 0,09 | 0,36 | 1,05 | 3,10 | 3,01 | 0,10 | — | 0,39 | 1,90 | 100,31 |
| 9. | 29/62 | 72,30 | 0,31 | 13,96 | 1,00 | 1,20 | 0,05 | 0,42 | 1,64 | 2,30 | 4,10 | 0,03 | 0,08 | — | 1,52 | 99,41 |
| 10. | 54/63 | 72,05 | 0,34 | 15,09 | 2,40 | 0,37 | 0,08 | 0,53 | 1,45 | 4,00 | 4,10 | 0,13 | — | 0,15 | 0,30 | 100,97 |
| 11. | 48/63 | 70,87 | 0,19 | 16,17 | 2,38 | 0,15 | 0,10 | 0,66 | 1,00 | 5,90 | 1,35 | 0,10 | — | 0,18 | 0,70 | 99,75 |
| 12. | 49/63 | 77,84 | 0,30 | 14,96 | 2,01 | 0,54 | 0,08 | 0,95 | 1,06 | 4,40 | 3,75 | 0,09 | — | 0,44 | 1,11 | 100,43 |
| 13. | 1104а/61 | 70,02 | 0,16 | 13,64 | 2,03 | 0,37 | 0,08 | 1,12 | 1,10 | 5,10 | 4,60 | 0,07 | 0,13 | — | 1,78 | 100,20 |
| 14. | 1097б/61 | 69,23 | 0,20 | 13,39 | 2,81 | 0,03 | 0,12 | 0,90 | 1,60 | 5,50 | 4,20 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 1,68 | 99,83 |
| 15. | 50/63 | 68,93 | 0,32 | 14,79 | 3,13 | 0,08 | 0,11 | 1,01 | 2,00 | 4,10 | 3,40 | 0,10 | — | 0,27 | 1,44 | 99,68 |
| 16. | 55/63 | 68,90 | 0,40 | 14,77 | 3,86 | 0,03 | 0,08 | 1,28 | 1,00 | 4,40 | 4,25 | 0,11 | — | 0,24 | 2,27 | 100,56 |
| 17. | 52/63 | 68,26 | 0,34 | 14,89 | 3,41 | 0,88 | 0,10 | 1,56 | 1,61 | 4,00 | 3,37 | 0,16 | — | 0,34 | 0,88 | 99,80 |
| 18. | 53/63 | 66,92 | 0,40 | 15,95 | 3,24 | 0,32 | 0,10 | 1,20 | 2,50 | 4,00 | 3,90 | 0,16 | — | 0,11 | 1,53 | 100,30 |
| 19. | 1100/61 | 66,86 | 0,38 | 14,19 | 3,73 | 0,52 | 0,13 | 1,15 | 0,85 | 5,10 | 3,90 | 0,05 | 0,20 | 0,24 | 1,79 | 99,09 |
| 20. | 1474/60 | 64,90 | 0,32 | 13,86 | 2,83 | 0,40 | 0,06 | 1,35 | 0,55 | 4,60 | 4,60 | 0,28 | 0,06 | — | 1,40 | 99,21 |
| 21. | 51/63 | 64,67 | 0,58 | 16,94 | 5,17 | 0,24 | 0,14 | 1,56 | 2,50 | 4,25 | 2,70 | 0,17 | — | 0,48 | 1,40 | 100,80 |
| 22. | 3/62 | 60,16 | 0,74 | 16,46 | 5,51 | 0,40 | 0,07 | 1,92 | 4,47 | 4,00 | 3,10 | 0,25 | 0,20 | 0,84 | 1,29 | 100,41 |
| 23. | 1303/61 | 59,86 | 0,30 | 14,15 | 5,41 | 0,71 | 0,14 | 3,47 | 3,75 | 3,70 | 3,90 | 0,14 | 0,06 | 0,16 | 4,04 | 99,79 |
| 24. | 4/62 | 59,32 | 0,77 | 16,32 | 6,35 | 0,10 | 0,07 | 2,49 | 3,45 | 4,00 | 4,45 | 0,21 | 0,16 | 0,87 | 1,19 | 99,75 |
| 25. | 432б/61 | 58,67 | 0,40 | 13,81 | 2,81 | 1,35 | 0,08 | 1,84 | 5,20 | 7,10 | 0,45 | 0,10 | 0,06 | 0,12 | 7,70 | 99,69 |
| 26. | 11/62 | 54,22 | 0,74 | 19,49 | 3,89 | 3,10 | 0,13 | 3,10 | 6,51 | 4,00 | 0,85 | 0,21 | — | 0,30 | 2,47 | 99,01 |

1. (42/63) — липаритовый игниспумит, г. Малайсары. 2. (1096а/61) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау. 3. (1096/61) — липаритовый игниспумит ташкумырсайского типа, г. Катутау. 4. (1097а/61) — игниспумит еккульского типа, г. Катутау. 5. (42/63) — липаритовый туф, г. Малайсары. 6. (45/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары. 7. (46/63) — липаритовый туф, г. Малайсары. 8. (47/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары. 9. (29/62) — липаритовый игниспумит еккульского типа, г. Архарлы. 10. (54/63) — липаритовый игниспумит, г. Малайсары. 11. (48/63) — липаритовый туф, г. Малайсары. 12. (49/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары. 13. (1104а/61) — липаритовый игнимбрит архарлинского типа, г. Катутау. 14. (1097б/61) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау. 15. (50/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары. 16. (55/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары. 17. (52/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары. 18. (53/63) — липарито-дацитовый игнимбрит, г. Малайсары. 19. (1100/61) — липарито-дацитовый игнимбрит, г. Малайсары. 20. (1474/60) — липарито-дацитовый игниспумит, г. Катутау. 21. (51/63) — липарито-дацитовый туф, г. Малайсары. 22. (3/62) — андезит, г. Архарлы. 25. (432б/61) — андезит, г. Катутау. 26. (11/62) — андезит, г. Малайсары.

Анализы № 9, 22, 24, 26 приведены по К. Н. Ткаченко (1962); анализы № 1, 5—8, 10—12, 15—18, 21 — по В. Н. Зырянову (1963). Остальные — по нашим материалам. Все анализы выполнены в химлаборатории ЮКГУ.

Таблица 3 (продолжение)

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

| | № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 42/63 | 10,20 | 1,00 | 2,60 | 86,20 | 20,50 | 38,50 | 41,00 | — | 51,30 | 51,00 | 10,20 |
| 2. | 1096а/61 | 15,00 | 0,50 | 1,00 | 83,50 | — | 40,00 | 33,30 | 26,70 | 44,40 | 36,50 | 30,00 |
| 3. | 1096—61 | 15,70 | 1,00 | 2,30 | 81,00 | — | 45,70 | 14,30 | 40,00 | 43,80 | 29,60 | 15,70 |
| 4. | 1097а/61 | 14,70 | 0,10 | 4,10 | 81,10 | — | 41,10 | 24,20 | 30,70 | 30,40 | 32,70 | 147,00 |
| 5. | 43/63 | 10,90 | 1,20 | 5,50 | 82,40 | 36,10 | 37,30 | 26,50 | — | 55,40 | 41,80 | 9,10 |
| 6. | 45/63 | 13,00 | 1,00 | 5,40 | 80,60 | 43,80 | 36,60 | 15,90 | — | 52,50 | 34,20 | 13,00 |
| 7. | 46/63 | 13,20 | 1,30 | 7,40 | 79,10 | 49,20 | 28,90 | 21,90 | — | 52,20 | 52,20 | 9,40 |
| 8. | 47/63 | 13,80 | 1,30 | 4,20 | 80,70 | 54,00 | 31,70 | 14,30 | — | 48,50 | 32,50 | 10,60 |
| 9. | 29/62 | 11,90 | 2,10 | 5,00 | 81,00 | 47,60 | 39,00 | 13,20 | — | 50,50 | 36,50 | 6,00 |
| 10. | 54/63 | 14,40 | 1,70 | 4,90 | 79,00 | 34,70 | 48,00 | 17,30 | — | 55,50 | 27,50 | 8,50 |
| 11. | 48/63 | 14,40 | 1,20 | 7,20 | 77,20 | 55,90 | 29,70 | 14,40 | — | 86,40 | 24,40 | 13,00 |
| 12. | 49/63 | 14,60 | 1,20 | 5,90 | 78,30 | 37,70 | 35,50 | 26,60 | — | 64,00 | 26,20 | 12,20 |
| 13. | 1104а/61 | 17,30 | 0,20 | 5,00 | 77,50 | — | 41,30 | 36,00 | 22,70 | 31,20 | 20,20 | 86,50 |
| 14. | 1097б/61 | 17,30 | 0,50 | 5,40 | 76,80 | — | 35,40 | 28,20 | 37,00 | 65,60 | 18,60 | 34,60 |
| 15. | 50/63 | 13,90 | 2,40 | 5,40 | 78,30 | 17,80 | 50,60 | 31,60 | — | 64,70 | 28,40 | 5,80 |
| 16. | 55/63 | 15,40 | 1,20 | 6,80 | 76,60 | 21,30 | 47,50 | 31,00 | — | 61,20 | 21,20 | 12,80 |
| 17. | 52,63 | 13,50 | 1,90 | 8,40 | 76,20 | 25,40 | 43,70 | 30,90 | — | 64,30 | 23,50 | 7,10 |
| 18. | 53/63 | 14,50 | 3,10 | 5,90 | 76,50 | 13,80 | 51,70 | 34,50 | — | 61,30 | 20,90 | 4,70 |
| 19. | 1100/61 | 17,70 | 0,50 | 6,20 | 75,60 | — | 58,70 | 32,60 | 8,70 | 34,30 | 15,30 | 35,40 |
| 20. | 1474/60 | 15,50 | 0,80 | 5,20 | 77,50 | 5,10 | 50,00 | 44,90 | — | 30,10 | 53,30 | 19,37 |
| 21. | 51/63 | 13,10 | 3,00 | 10,60 | 73,30 | 30,60 | 45,20 | 24,20 | — | 70,10 | 17,40 | 4,40 |
| 22. | 3/62 | 14,70 | 3,90 | 10,10 | 71,30 | — | 51,50 | 32,40 | 15,90 | 61,90 | 9,00 | 3,70 |
| 23. | 1303/61 | 14,00 | 2,60 | 13,60 | 69,80 | — | 40,30 | 44,40 | 14,30 | 29,70 | 9,80 | 5,37 |
| 24. | 4/62 | 16,10 | 3,10 | 11,10 | 69,70 | — | 50,60 | 38,70 | 10,50 | 56,20 | 4,20 | 5,10 |
| 25. | 432б/61 | 17,00 | 1,10 | 12,50 | 69,40 | — | 30,50 | 25,40 | 44,00 | 48,00 | 3,70 | 15,45 |
| 26. | 11/62 | 11,00 | 8,60 | 12,60 | 67,80 | — | 54,50 | 45,50 | | 87,70 | 4,80 | 1,27 |

Таблица 4

**Химический состав нижнетриасовых эффузивных пород**

| | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 63/63 | 70,95 | 0,30 | 13,46 | 2,06 | 0,18 | 0,07 | 0,63 | 1,37 | 4,00 | 4,90 | 0,05 | — | 0,05 | 1,37 | 99,39 |
| 2. | 135/60 | 70,14 | 0,29 | 15,21 | 1,34 | 1,58 | 0,08 | 1,01 | 1,60 | 3,65 | 3,50 | 0,70 | — | 0,22 | 1,06 | 100,38 |
| 3. | 1064/60 | 70,54 | 0,29 | 13,94 | 1,74 | 1,23 | 0,07 | 1,90 | 1,05 | 4,25 | 4,00 | 0,10 | — | 0,30 | 1,28 | 100,69 |
| 4. | 61/63 | 69,53 | 0,45 | 14,52 | 2,14 | 0,54 | 0,13 | 0,79 | 1,15 | 5,00 | 3,85 | 0,07 | — | 0,15 | 1,20 | 99,52 |
| 5. | 11/60 | 69,30 | 0,43 | 14,74 | 2,60 | 0,81 | 0,07 | 0,94 | 1,15 | 4,57 | 3,75 | 0,10 | — | 0,25 | 1,35 | 100,06 |
| 6. | 1200/60 | 68,31 | 0,45 | 15,78 | 2,60 | 0,36 | 0,05 | 0,81 | 1,90 | 4,80 | 3,20 | 0,07 | — | 0,22 | 2,08 | 100,63 |
| 7. | 59/63 | 67/58 | 0,30 | 16,44 | 1,78 | 0,68 | 0,04 | 0,75 | 0,65 | 3,70 | 6,00 | 0,10 | — | 0,22 | 1,41 | 99,65 |
| 8. | 62/63 | 65/79 | 0,38 | 15,38 | 0,58 | 5,10 | 0,10 | 0,81 | 1,75 | 4,20 | 5,10 | 0,06 | — | — | 0,02 | 99,27 |
| 9. | 1068/60 | 65,78 | 0,30 | 13,59 | 2,46 | 0,58 | 0,06 | 2,00 | 2,97 | 4,50 | 3,55 | 0,07 | — | 0,39 | 3,51 | 99,76 |
| 10. | 17/62 | 63,30 | 0,66 | 16,09 | 4,42 | 1,20 | 0,07 | 1,59 | 2,89 | 5,00 | 3,40 | 0,21 | 0,07 | 0,37 | 0,84 | 100,11 |
| 11. | 57/63 | 60,75 | 0,46 | 15,37 | 2,28 | 4,00 | 0,07 | 1,66 | 2,50 | 5,50 | 5,00 | 0,17 | — | — | 1,50 | 99,26 |
| 12 | 22/62 | 54,93 | 0,64 | 18,22 | 7,05 | 0,70 | 0,11 | 3,09 | 7,88 | 2,90 | 0,95 | 0,16 | 0,57 | 1,08 | 1,73 | 100,01 |
| 13. | 033/62 | 48,82 | 1,35 | 15,35 | 7,98 | 0,88 | 0,10 | 6,96 | 9,49 | 3,10 | 2,00 | 1,01 | сл. | 1,19 | 1,71 | 99,94 |

1. (63/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары; 2. (135/60) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау; 3. (1064/60) — липаритовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау; 4. (61/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары; 5. (11/60) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау; 6. (1200/60) — липаритовый игниспумит достарского типа, г. Катутау; 7. (59/63) — липаритовый игнимбрит, г. Малайсары; 8. (62/63) — липаритово-дацитовый игнимбрит, 9. (1068/60) — липарито-дацитовый игниспумит еккульского типа, г. Катутау: 10. (17/62) — липарито-дацитовый игнимбрит, г. Малайсары; 11. (57/63) — андезит, г. Малайсары; 12. (22/62) — андезит, г. Малайсары; 13. (033/62) — базальт, г. Атыджек.

Анализы № 10, 12 приведены по К. Н. Ткаченко (1962), № 1, 3, 7, 8, 11 — по В. Н. Зырянову (1963), остальные — по нашим материалам. Все анализы выполнены в химлаборатории ЮКГУ.

Таблица 4 (продолжение)

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

| № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. 63/63 | 15,70 | 1,00 | 5,70 | 79,60 | — | 54,50 | 29,10 | 16,40 | 55,60 | 26,80 | 15,70 |
| 2. 135/60 | 12,90 | 1,90 | 7,30 | 77,70 | 41,80 | 35,50 | 22,70 | — | 61,80 | 28,10 | 6,80 |
| 3. 1064/60 | 14,90 | 1,40 | 4,90 | 78,80 | 16,20 | 54,10 | 29,70 | — | 62,20 | 26,40 | 10,60 |
| 4. 61/63 | 16,30 | 1,40 | 3,70 | 78,60 | — | 63,60 | 36,40 | — | 66,90 | 23,20 | 11,60 |
| 5. 11/60 | 15,30 | 1,50 | 5,60 | 77,60 | 21,40 | 52,40 | 26,20 | — | 64,10 | 23,10 | 10,20 |
| 6. 1200/60 | 15,00 | 2,30 | 5,30 | 77,40 | 25,30 | 49,40 | 25,30 | — | 64,80 | 22,50 | 6,50 |
| 7. 59/63 | 16,60 | 0,80 | 6,70 | 75,90 | 50,00 | 32,00 | 18,00 | — | 48,40 | 17,80 | 20,80 |
| 8. 62/63 | 15,50 | 1,80 | 6,50 | 76,20 | — | 78,40 | 19,60 | 2,00 | 55,80 | 19,60 | 8,60 |
| 9. 1068/60 | 15,10 | 1,50 | 8,40 | 75,00 | — | 33,30 | 40,70 | 26,00 | 65,80 | 18,30 | 10,00 |
| 10. 17/62 | 16,00 | 2,70 | 8,50 | 72,80 | — | 59,20 | 31,90 | 8,70 | 69,20 | 10,70 | 5,90 |
| 11. 57/63 | 19,30 | 6,70 | 11,00 | 63,00 | — | 52,50 | 25,30 | 22,20 | 62,60 | 1,00 | 32,20 |
| 12. 22/62 | 8,50 | 8,90 | 14,40 | 68,20 | — | 50,60 | 39,30 | 9,90 | 87,70 | 10,40 | 0,90 |
| 13. 033/62 | 10,00 | 5,50 | 16,10 | 58,40 | — | 29,70 | 46,30 | 27,00 | 70,40 | 8,70 | 1,80 |

Таблица 5

**Химический состав постпермских экструзивных пород**

| | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 536/59 | 79,94 | — | 10,15 | 0,66 | 0,05 | 0,04 | 0,28 | 1,05 | 2,00 | 5,10 | — | 0,07 | — | 1,50 | 100,84 |
| 2. | 41/62 | 78,93 | 0,07 | 9,30 | 0,77 | 0,95 | 0,03 | 0,18 | 0,75 | 0,25 | 8,00 | — | — | — | 0,54 | 99,77 |
| 3. | 38/62 | 74,90 | 0,13 | 12,32 | 0,69 | 0,72 | 0,04 | 1,61 | 1,55 | 2,05 | 3,83 | — | 0,16 | 0,51 | 1,71 | 100,25 |
| 4. | 20/62 | 74,30 | 0,13 | 11,62 | 0,50 | 1,85 | 0,05 | 0,45 | 1,87 | 0,32 | 8,00 | — | 1,00 | 0,33 | 1,36 | 101,78 |
| 5. | 114/61 | 74/54 | 0,13 | 11,97 | 0,77 | 1,75 | — | 0,52 | 0,90 | 4,30 | 4,30 | — | 0,29 | 0,11 | 0,35 | 99,93 |
| 6. | 40/62 | 71,89 | 0,10 | 13,60 | 1,00 | 2,55 | 0,19 | 0,63 | 0,75 | 3,50 | 5,00 | 0,14 | — | 0,22 | 0,34 | 100,81 |
| 7. | 2020/62 | 71,88 | 0,37 | 14,85 | 1,98 | 0,36 | 0,15 | 0,24 | 1,85 | 3,50 | 3,40 | — | — | 0,27 | 1,30 | 100,15 |
| 8. | 28/62 | 71,55 | 0,42 | 13,34 | 1,69 | 1,55 | 0,05 | 0,92 | 1,51 | 2,85 | 4,05 | 0,05 | 0,22 | 0,28 | 0,89 | 99,37 |
| 9. | 14/62 | 70,34 | 0,16 | 15,05 | 1,81 | 0,81 | 0,07 | 2,24 | 1,08 | 5,00 | 3,20 | — | 0,04 | 0,10 | 0,71 | 100,01 |
| 10. | 24/62 | 68,34 | 0,42 | 13,05 | 3,00 | 1,23 | 0,04 | 0,15 | 2,12 | 1,70 | 7,80 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 1,10 | 99,16 |
| 11. | 2021/62 | 67,88 | 0,37 | 15,47 | 2,46 | 0,21 | 0,05 | 0,69 | 2,12 | 3,90 | 4,35 | — | — | 0,31 | 2,24 | 100,05 |
| 12. | 31/62 | 60,00 | 0,53 | 16,01 | 4,57 | 1,74 | 0,04 | 2,50 | 4,55 | 3,35 | 1,45 | 0,17 | 0,03 | 0,82 | 3,56 | 99,31 |
| 13. | 9/62 | 62/38 | 0,58 | 16,56 | 2,77 | 2,10 | 0,07 | 1,87 | 3,06 | 4,80 | 3,65 | 0,16 | 0,32 | 0,24 | 1,52 | 100,08 |
| 14. | 10/62 | 61,16 | 0,57 | 17,25 | 3,55 | 2,47 | 0,07 | 2,34 | 4,66 | 4,15 | 2,35 | 0,17 | 0,03 | 0,16 | 1,13 | 100,06 |
| 15. | 15/62 | 59,18 | 0,58 | 18,08 | 4,20 | 1,78 | 0,07 | 2,24 | 4,76 | 4,50 | 2,50 | 0,17 | — | 0,59 | 1,75 | 100,40 |
| 16. | 8/62 | 58,90 | 0,58 | 17,80 | 4,52 | 2,30 | 0,07 | 1,92 | 5,26 | 4,30 | 2,20 | 0,18 | — | 0,30 | 1,31 | 99,64 |
| 17. | 26/62 | 58,49 | 0,74 | 17,00 | 4,31 | 2,69 | 0,09 | 1,83 | 4,10 | 3,70 | 3,00 | 0,21 | 0,16 | 0,20 | 1,81 | 99,33 |
| 18. | 25/62 | 58,19 | 0,66 | 16,84 | 4,22 | 3,06 | 0,12 | 3,03 | 5,59 | 3,70 | 1,60 | — | 0,06 | — | 2,62 | 99,79 |
| 19. | 612а/62 | 56,27 | 0,70 | 17,52 | 4,59 | 2,99 | 0,16 | 3,36 | 5,24 | 5,00 | 2,40 | 0,20 | сл. | 0,21 | 2,22 | 100,86 |
| 20. | 27/62 | 54,27 | 0,74 | 16,98 | 6,42 | 1,22 | 0,16 | 4,55 | 2,37 | 3,67 | 5,50 | 0,24 | 0,12 | 0,68 | 2,55 | 99,47 |

1. (536/59) — фельзит, г. Катутау; 2. (41/62) — фельзит, г. Архарлы; 3. (38/62) — фельзит-порфир, Айгульская экструзия в г. Архарлы; 4. (20/62) — фельзит, г. Архарлы; 5. (114/61) — липарит, г. Матай; 6. (40/62) — фельзит, г. Архарлы; 7. (2020/62) — перлит, Северо-восточный некк в г. Архарлы; 8. (28/62) — фельзит, г. Архарлы; 9. (14/62) — фельзит, г. Архарлы; 10. (24/62) — фельзит, г. Архарлы; 11. (2021/62) — фельзит, некк Казылчеку в г. Архарлы; 12. (31/62) — андезит, г. Архарлы; 13. (9/62) — андезит, г. Малайсары; 14. (10/62) — андезит, г. Малайсары; 15. (15/62) — андезит, г. Малайсары; 16. (8/62) — андезит, г. Малайсары; 17. (26/62) — андезит, г. Архарлы; 18. (25/62) — андезит, г. Архарлы; 19. (612а/62) — андезит, г. Архарлы; (27/62) — андезит, г. Архарлы.

Анализы №№ 2—4, 8—10, 12—18, 20 приведены по К. Н. Ткаченко, остальные — по нашим материалам. Все анализы выполнены в химлаборатории ЮКГУ.

Таблица 5
(продолжение)

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

| № пробы | | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 536/59 | 11,10 | 1,00 | 1,30 | 86,60 | 20,00 | 45,00 | 35,00 | — | 18,60 | 49,00 | 11,10 |
| 2 | 41/62 | 11,60 | 0,10 | 2,60 | 85,70 | — | 57,50 | 12,50 | 30,00 | 4,50 | 48,10 | 11,60 |
| 3 | 38/62 | 9,60 | 1,80 | 6,40 | 82,20 | 40,10 | 18,90 | 40,90 | — | 44,80 | 33,50 | 5,00 |
| 4 | 20/62 | 12,00 | 1,20 | 3,50 | 82,90 | — | 61,20 | 20,90 | 17,90 | 6,70 | 40,20 | 7,50 |
| 5 | 114/61 | 15,00 | 0,20 | 3,80 | 81,00 | — | 57,60 | 20,30 | 22,00 | 60,00 | 31,70 | 7,80 |
| 6 | 40/62 | 14,40 | 0,90 | 5,70 | 80,00 | 23,30 | 59,20 | 17,40 | — | 51,40 | 28,30 | 16,00 |
| 7 | 2020/62 | 12,30 | 2,20 | 5,20 | 80,30 | 53,80 | 39,80 | 6,20 | — | 60,70 | 33,80 | 5,60 |
| 8 | 28/62 | 11,90 | 1,80 | 6,30 | 80,00 | 30,50 | 46,30 | 23,20 | — | 51,70 | 34,30 | 6,60 |
| 9 | 14/62 | 14,90 | 1,20 | 7,50 | 76,40 | 22,40 | 29,40 | 48,20 | — | 70,40 | 21,60 | 13,40 |
| 10. | 24/62 | 15,10 | 1,20 | 5,40 | 78,30 | — | 69,30 | 5,00 | 25,60 | 24,50 | 25,30 | 12,00 |
| 11 | 2021/62 | 15,00 | 2,60 | 4,20 | 78,20 | 16,10 | 56,50 | 27,40 | — | 57,70 | 23,80 | 5,70 |
| 12 | 31/62 | 10,00 | 5,80 | 11,30 | 72,90 | 8,30 | 52,10 | 39,60 | — | 77,00 | 19,80 | 1,70 |
| 13 | 9/62 | 14,00 | 5,20 | 10,10 | 70,70 | — | 54,10 | 39,40 | 6,50 | 66,90 | 10,00 | 5,00 |
| 14 | 10/62 | 12,70 | 5,40 | 10,00 | 71,90 | — | 55,90 | 40,30 | 3,80 | 73,20 | 12,80 | 2,40 |
| 15 | 15/62 | 14,10 | 5,50 | 9,90 | 70,60 | — | 55,10 | 39,60 | 5,30 | 73,00 | 7,10 | 2,60 |
| 16 | 8/62 | 13,10 | 5,90 | 10,40 | 70,60 | — | 60,40 | 31,90 | 7,70 | 75,00 | 8,90 | 2,20 |
| 17 | 26/62 | 13,00 | 5,10 | 11,80 | 70,10 | 2,40 | 56,00 | 41,60 | — | 65,00 | 8,90 | 2,50 |
| 18 | 25/62 | 11,00 | 6,10 | 12,80 | 7,10 | — | 52,90 | 41,30 | 5,80 | 78,50 | 11,80 | 1,80 |
| 19 | 612a/62 | 14,80 | 4,60 | 14,60 | 66,00 | — | 47,40 | 39,70 | 12,90 | 85,80 | 2,20 | 3,20 |
| 20 | 27/62 | 16,50 | 2,90 | 16,10 | 64,50 | 7,00 | 43,50 | 49,50 | — | 50,40 | 7,00 | 5,70 |

Таблица 6

**Химический состав постнижнетриасовых экструзивных пород**

| № | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O^+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 3159/60 | 75,50 | 0,10 | 12,23 | 1,20 | 0,72 | 0,04 | 0,76 | 0,05 | 2,70 | 4,50 | 0,03 | 0,28 | — | 1,50 | 100,61 |
| 2 | 13/62 | 73,30 | 0,16 | 13,25 | 1,18 | 1,01 | 0,07 | 0,77 | 0,74 | 4,00 | 4,80 | — | 0,15 | 0,09 | 0,41 | 99,93 |
| 3 | 1459/60 | 73,13 | 0,13 | 12,71 | 0,98 | 0,46 | 0,05 | 0,81 | 0,40 | 3,30 | 5,50 | 0,04 | 0,06 | — | 2,02 | 99,59 |
| 4 | 727/62 | 72,68 | 0,40 | 12,59 | 2,98 | 0,15 | 0,06 | 0,93 | 1,69 | 3,50 | 2,65 | 0,11 | сл | 0,44 | 2,62 | 100,80 |
| 5 | 16/62 | 72,00 | 0,13 | 13,83 | — | 2,13 | 0,07 | 0,57 | 0,91 | 4,00 | 4,30 | — | 0,20 | 0,25 | 0,16 | 98,55 |
| 6 | 12/62 | 69,88 | 0,21 | 13,78 | 1,94 | 0,11 | 0,07 | 0,65 | 1,08 | 5,40 | 5,00 | — | 0,27 | 0,03 | 0,83 | 99,25 |
| 7 | 18/62 | 69,10 | 0,31 | 13,51 | 3,00 | 2,30 | 0,07 | 0,53 | 2,03 | 4,00 | 4,20 | — | 0,02 | 0,14 | 0,01 | 100,22 |
| 8 | 37/62 | 63,40 | 0,80 | 15,19 | 4,28 | 1,58 | 0,11 | 1,83 | 3,33 | 3,40 | 3,30 | — | 0,10 | 0,22 | 1,69 | 9,23 |
| 9 | 42/62 | 62,46 | 0,48 | 15,54 | 5,90 | 0,90 | 0,19 | 1,57 | 3,50 | 3,75 | 3,00 | — | — | 0,40 | 1,84 | 99,53 |
| 10 | 2057/61 | 56,89 | 0,48 | 18,44 | 6,61 | 0,68 | 0,16 | 3,16 | 5,00 | 3,70 | 2,20 | 0,23 | — | — | 2,06 | 99,61 |
| 11 | 2048/61 | 54,10 | 0,70 | 18,59 | 4,68 | 3,06 | 0,13 | 3,76 | 7,65 | 3,40 | 1,40 | 0,39 | 0,03 | — | 1,50 | 99,39 |
| 12 | 192/62 | 55,96 | 0,55 | 19,77 | 4,98 | 1,35 | 0,15 | 3,56 | 3,59 | 3,20 | 2,60 | 0,20 | сл | — | 0,52 | 99,32 |

1. (3159/60) — фельзит, г. Катутау; 2. (13/62) — фельзит, г. Малайсары; 3. (1459/60) — фельзит, г. Катутау; 4. (727/62) — фельзит, вулкан Койбын в г. Атыджек; 5. (16/62) — фельзит, г. Малайсары; 6. (12/62) — фельзит-порфир, г. Малайсары; 7. (18/62) — фельзит-порфир, г. Малайсары; 8. (37/62) — андезит Айгульский массив, г. Архарлы; 9. (42/62) — андезит, г. Архарлы; 10. (2057/62) — андезито-базальт, г. Ергетау; 11. (2048/61) — андезито-базальт, г. Ергетау; 12. (192/62) — лавобрекчии, вулкан Койбын в г. Атыджек.

Анализы № 2, 5—9 приводятся по К. Н. Ткаченко (1962); остальные — по нашим материалам. Все анализы выполнены в химлаборатории ЮКГУ.

Таблица 6
(продолжение)

**Численные характеристики по А. Н. Заварицкому**

| | № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 3159/60 | 12,10 | 1,20 | 4,20 | 82,50 | — | 37,60 | 31,20 | 31,20 | 47,70 | 39,60 | 10,10 |
| 2 | 13/62 | 15,30 | 0,80 | 3,10 | 80,80 | 0,40 | 59,80 | 39,70 | — | 55,70 | 30,00 | 19,10 |
| 3 | 1459/60 | 14,70 | 0,50 | 3,60 | 81,20 | 25,90 | 37,00 | 37,00 | — | 47,70 | 82,50 | 29,40 |
| 4 | 727/62 | 11,30 | 1,90 | 5,50 | 81,30 | — | 46,40 | 26,80 | 26,80 | 66,80 | 38,10 | 5,90 |
| 5 | 16/62 | 14,60 | 1,00 | 4,90 | 79,50 | 22,20 | 59,00 | 18,80 | — | 58,50 | 28,60 | 14,60 |
| 6 | 12/62 | 18,00 | 0,40 | 3,80 | 77,80 | — | 35,10 | 29,80 | 35,10 | 63,00 | 19,20 | 45,00 |
| 7 | 37/62 | 11,20 | 4,40 | 12,70 | 71,70 | — | 46,00 | 41,80 | 12,20 | 72,20 | 16,60 | 2,50 |
| 8 | 18/62 | 14,70 | 1,40 | 6,50 | 77,40 | — | 59,20 | 31,90 | 8,70 | 69,20 | 23,80 | 5,90 |
| 9 | 42/62 | 13,10 | 4,10 | 9,30 | 73,50 | — | 67,40 | 30,30 | 2,30 | 65,70 | 16,70 | 3,20 |
| 10 | 2057/61 | 11,70 | 6,30 | 4,10 | 67,90 | 12,10 | 48,00 | 40,00 | — | 36,10 | 6,10 | 1,80 |
| 11 | 192/62 | 11,20 | 4,90 | 17,80 | 66,10 | — | 32,30 | 34,60 | 33,10 | 65,00 | 4,90 | 2,30 |
| 12 | 2048/61 | 10,10 | 8,10 | 15,90 | 65,90 | — | 46,60 | 42,00 | 11,40 | 39,30 | 4,50 | 1,20 |

Таблица 7

**Химический состав постпермских интрузивных пород**

| | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 376/62 | 75,30 | 0,25 | 12,66 | 2,08 | 0,16 | 0,03 | 0,24 | 0,51 | 4,00 | 3,20 | 0,02 | сл | 0,10 | 0,75 | 99,30 |
| 2. | 374а/62 | 75,09 | 0,15 | 13,75 | 2,04 | 0,16 | 0,04 | 0,28 | 0,90 | 3,50 | 2,95 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 1,41 | 99,33 |
| 3. | 1069/61 | 74,80 | 0,20 | 13,15 | 1,44 | 0,22 | 0,07 | 0,25 | 0,80 | 3,70 | 4,70 | 0,02 | — | — | 0,22 | 99,57 |
| 4. | 228/61 | 74,65 | 0,24 | 12,29 | 0,82 | 1,11 | — | 0,59 | 1,28 | 4,30 | 2,30 | — | 0,08 | 0,15 | 1,19 | 99,00 |
| 5. | 1069а/61 | 74,63 | 0,20 | 13,32 | 1,44 | 0,29 | 0,05 | 0,27 | 0,70 | 3,90 | 4,80 | — | 0,05 | — | 0,36 | 100,01 |
| 6. | 117/61 | 74,38 | 0,21 | 12,97 | 1,54 | 1,06 | — | 0,69 | 0,56 | 4,05 | 4,40 | — | 0,18 | 0,09 | 0,30 | 100,49 |
| 7. | 104/61 | 71,40 | 0,38 | 13,40 | 1,28 | 1,72 | — | 0,73 | 1,92 | 3,80 | 4,15 | — | 0,25 | 0,15 | 0,81 | 99,99 |
| 8. | 352/62 | 71,35 | 0,33 | 14,74 | 1,59 | 0,53 | 0,05 | 1,09 | 2,25 | 2,90 | 3,75 | 0,10 | 0,02 | 0,03 | 0,78 | 99,51 |
| 9. | 1637л/60 | 71,36 | 0,25 | 13,80 | 8,02 | 0,66 | 0,02 | 1,23 | 2,65 | 4,15 | 3,15 | 0,07 | — | 0,08 | 1,04 | 100,48 |
| 10. | 1174/61 | 70,75 | 0,30 | 14,51 | 3,42 | 0,09 | 0,04 | 0,30 | 2,05 | 4,20 | 3,40 | 0,09 | 0,08 | — | 0,58 | 99,81 |
| 11. | 3112а/61 | 70,75 | 0,27 | 13,54 | 1,24 | 1,59 | 0,04 | 1,65 | 1,95 | 2,80 | 5,90 | 0,05 | 0,24 | — | 0,92 | 99,9 |
| 12. | 64/63 | 70,60 | 0,21 | 13,85 | 0,30 | 5,44 | 0,07 | 0,59 | 0,80 | 3,30 | 4,40 | 3,03 | — | — | 0,04 | 99,6 |
| 13. | 1165/61 | 69,76 | 0,33 | 14,69 | 2,63 | 1,17 | 0,02 | 0,77 | 2,35 | 3,30 | 4,30 | 0,11 | 0,03 | — | 0,52 | 99,98 |
| 14. | 144/61 | 69,66 | 0,17 | 13,89 | 2,05 | 1,24 | — | 0,65 | 1,85 | 3,70 | 4,75 | — | 0,38 | 0,19 | 0,90 | 99,53 |
| 15. | 31/56 | 69,33 | 0,58 | 15,30 | 1,64 | 1,33 | 0,90 | 0,89 | 2,13 | 2,74 | 5,42 | — | — | 0,29 | 0,51 | 101,06 |
| 16. | 1171/61 | 68,85 | 0,32 | 14,74 | 1,97 | 1,26 | 0,07 | 1,01 | 2,44 | 2,60 | 5,00 | 0,14 | — | — | 1,26 | 99,66 |
| 17. | 32/56 | 67,89 | 0,65 | 13,68 | 3,12 | 1,27 | 0,08 | 0,52 | 2,57 | 2,36 | 3,08 | — | — | 0,25 | 3,26 | 99,73 |
| 18. | 1108/61 | 67,59 | 0,38 | 13,50 | 4,78 | 1,32 | 0,08 | 1,29 | 2,60 | 3,60 | 4,00 | 0,14 | 0,06 | — | 0,80 | 100,14 |
| 19. | 1175/61 | 67,29 | 0,39 | 15,67 | 2,54 | 1,53 | 0,07 | 1,09 | 3,15 | 3,50 | 3,70 | 0,11 | 0,02 | — | 0,68 | 99,74 |
| 20. | 518/62 | 66,61 | 0,50 | 15,01 | 2,64 | 1,00 | 0,09 | 1,46 | 2,70 | 3,25 | 5,20 | 0,12 | сл | 0,31 | 2,00 | 100,89 |
| 21. | 1451/60 | 65,84 | 0,40 | 15,86 | 3,36 | 0,58 | 0,14 | 1,37 | 1,50 | 3,30 | 44,60 | 0,11 | 0,22 | — | 2,46 | 99,73 |
| 22. | 65/63 | 65,68 | 0,37 | 15,91 | 2,65 | 1,66 | 0,10 | 1,72 | 1,85 | 4,60 | 2,65 | 0,16 | — | 0,34 | 2,06 | 99,75 |
| 23. | 123/62 | 65,52 | 0,50 | 16,02 | 2,98 | 1,17 | 0,05 | 1,30 | 4,17 | 3,25 | 1,80 | 0,13 | 0,02 | 0,40 | 1,99 | 99,40 |
| 24. | 30/56 | 65,26 | 0,48 | 16,17 | 2,84 | 1,70 | 0,07 | 1,65 | 2,53 | 4,90 | 3,30 | — | — | 0,36 | 1,23 | 100,49 |
| 25. | 67/63 | 65,30 | 0,48 | 51,41 | 3,65 | 1,22 | 0,11 | 1,94 | 0,84 | 4,00 | 4,35 | 0,17 | — | 0,36 | 1,71 | 99,55 |
| 26. | 68/63 | 64,63 | 0,45 | 15,10 | 6,00 | 0,60 | 0,20 | 1,84 | 1,05 | 5,90 | 1,75 | 0,17 | — | 0,10 | 0,88 | 99,69 |
| 27. | 2344/60 | 64,14 | 0,53 | 15,94 | 2,30 | 2,34 | 0,10 | 1,91 | 2,80 | 3,40 | 4,00 | — | 0,18 | 0,20 | 0,54 | 99,38 |
| 28. | 1594/60 | 63,84 | 0,58 | 16,38 | 3,46 | 0,55 | 0,03 | 1,48 | 3,35 | 5,35 | 2,75 | 0,15 | — | 0,02 | 2,06 | 100,00 |
| 29. | 30/62 | 63,22 | 0,42 | 16,49 | 2,87 | 2,41 | 0,09 | 1,73 | 4,46 | 3,50 | 1,40 | 0,18 | 0,14 | 0,16 | 2,25 | 99,32 |
| 30. | 1/62 | 63,02 | 0,48 | 16,96 | 2,10 | 3,00 | 0,07 | 2,16 | 4,30 | 3,50 | 2,90 | — | 0,14 | 0,17 | 0,74 | 99,54 |
| 31. | 16/56 | 62,45 | 0,64 | 17,63 | 1,79 | 2,42 | 0,10 | 2,09 | 4,08 | 3,87 | 2,80 | — | — | 0,28 | 1,92 | 100,07 |
| 32. | 17/56 | 62,32 | 0,57 | 16,37 | 1,79 | 3,36 | 0,08 | 2,91 | 5,52 | 3,18 | 2,36 | — | — | 0,14 | 1,55 | 100,15 |
| 33. | 66/63 | 60,77 | 0,54 | 16,12 | 4,95 | 1,56 | 0,14 | 2,33 | 2,60 | 4,35 | 3,12 | 0,18 | — | 0,28 | 2,72 | 99,66 |
| 34. | 66/61 | 59,89 | 0,85 | 16,90 | 4,90 | 1,46 | 0,06 | 2,77 | 2,85 | 4,90 | 2,60 | 2,34 | 0,07 | — | 2,16 | 99,79 |
| 35. | 2120б/61 | 59,71 | 0,42 | 18,53 | 4,09 | 2,06 | 0,29 | 2,96 | 5,60 | 2,90 | 2,50 | 0,14 | 0,05 | 0,5 | 0,52 | 99,77 |

Таблица 7 (продолжение)

| № | № пробы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $SO_3$ | $H_2O$ | $H_2O+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 36. | 2120/61 | 57,03 | 0,55 | 20,35 | 3,65 | 2,48 | 0,13 | 1,52 | 6,05 | 4,10 | 1,50 | 0,27 | 0,06 | — | 2,10 | 99,79 |
| 37. | 2/62 | 55,53 | 0,74 | 17,91 | 3,63 | 4,05 | 0,13 | 3,50 | 7,11 | 3,10 | 1,95 | — | 0,18 | 0,18 | 1,34 | 99,35 |
| 38. | 1067в/61 | 55,07 | 1,20 | 18,80 | 4,86 | 3,12 | 0,13 | 2,86 | 5,85 | 3,70 | 2,30 | 0,64 | 0,02 | — | 0,86 | 99,40 |
| 39. | 548/62 | 53,42 | 0,95 | 16,56 | 4,45 | 4,13 | 0,15 | 4,37 | 6,50 | 3,67 | 3,15 | 0,32 | сл | 0,36 | 2,72 | 100,75 |
| 40. | 1153а/61 | 50,84 | 0,48 | 20,46 | 5,08 | 3,06 | 0,16 | 3,65 | 8,10 | 2,90 | 1,20 | 0,11 | 0,06 | — | 0,96 | 100,06 |
| 41. | 60/61 | 47,97 | 0,85 | 20,94 | 6,74 | 3,37 | 0,13 | 4,19 | 8,40 | 3,80 | 1,10 | 0,87 | 0,07 | — | 1,18 | 99,61 |

1. (376/62) — микрогранит-порфир, Костальская интрузия в г. Коктас; 2. (374а/62) — микрогранит-порфир, Костальская интрузия в г. Коктас; 3. (1069/61) — микрогранит, г. Катутау; 4. (223/61) — граносиенит, г. Чулак; 5. (1069а/61) — микрогранит, г. Катутау; 6. (64/63) — гранодиорит-порфир, г. Малайсары; 7. (117/61) — граносиенит, г. Матай, 9. (352/62) — биотит-роговообманковый гранит, Костальская интрузия в г. Коктас; 10. (1637л/60) — гранодиорит-порфир, г. Чулак; 11. (1174/61) — кварцевый монцонит, г. Катутау; 12. (3112а/61) — гранит, Ушкызыльский массив в г. Катутау; 13. (1165/61) — кварцевый монцонит, г. Катутау; 14. (144/61) — сиенит-порфир, г. Матай; 15. (31/56) — сиенито-диорит, г. Чулак; 16. (1171/61) — кварцевый монцонит, г. Катутау; 17. (32/56) — гранодиорит, г. Чулак; 18. (1108/61) — плагиогранит-порфир, Кызылчекинский массив г. Катутау; 19. (1175/61) — кварцевый монцит, г. Катутау; 20. (518/62) — кварцевый монцонит, Опанский массив в г. Катутау; 21. (1451/60) — плагиосиенит-порфир, Кызылчекинский массив г. Катутау; 22. (65/63) — кварцевый диорит, г. Малайсары; 23. (123/62) — гранодиорит, Придорожный массив в г. Катутау; 24. (30/56) — сиенито-диорит, г. Чулак; 25. (67/63) — кварцевый сиенито-диорит, г. Малайсары; 26. (68/63) — граносиенит, г. Малайсары; 27. (2044/60) — кварцевый монцонит, Ащибастуйский массив г. Катутау; 28. (1594/60) — гранодиорит-порфир, г. Чулак; 29. (30/62) — кварцевый-диорит-порфир, г. Архарлы; 30. (1/62) — кварцевый диорит-порфир, г. Архарлы; 31. (16/56) — кварцевый диорит, г. Матай; 32. (17/56) — кварцевый диорит, г. Тюлькули; 33. (66/63) — сиенито-диорит, г. Малайсары; 34. (66/61) — монцонит, г. Архарлы; 35. (2120б/61) — габбро-диорит, Кызылчекинский массив г. Катутау; 36. (2120/61) — габбро-диорит, Кызылчекинский массив в г. Катутау; 37. (2/62) — диорит, г. Архарлы; 38. (1067в/61) — диорит, Тектурмасский массив в г. Катутау; 39. (548/62) — габбро-диорит, Атыджекская группа в г. Атыджек; 40. (1153а/61) — габбро-диорит, Кызылчекинский массив в г. Катутау; 41. (60/61) — габбро-норит, Тектумасский массив в г. Катутау.

Примечание: анализы №№ 15, 17, 24, 31, 32 приведены по Г. В. Нехорошеву (1956); анализы, № 29, 30, 34, 37 — по К. Н. Ткаченко (1962); анализы № 22, 25, 26, 33 — по В. Н. Зырянову (1963); остальные — по нашим материалам.

Таблица 7 (продолжение)

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

| № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. 376/62 | 12,90 | 0,60 | 4,40 | 82,10 | 50,00 | 41,20 | 8,80 | — | 65,70 | 38,10 | 25,80 |
| 2. 374а/62 | 9,90 | 1,00 | 7,60 | 81,50 | 72,40 | 22,40 | 5,20 | — | 73,70 | 42,20 | 9,90 |
| 3. 1069/61 | 14,50 | 0,90 | 2,50 | 82,10 | 25,60 | 56,40 | 18,00 | — | 54,50 | 34,30 | 16,10 |
| 4. 228/61 | 12,40 | 1,50 | 3,30 | 82,80 | 20,00 | 50,00 | 30,00 | — | 64,20 | 47,50 | 8,30 |
| 5. 1069а/61 | 14,90 | 0,90 | 2,50 | 81,70 | 15,80 | 65,80 | 18,40 | — | 55,20 | 22,70 | 16,50 |
| 6. 117/61 | 14,70 | 0,70 | 3,70 | 80,90 | 10,70 | 58,90 | 30,40 | — | 58,40 | 31,70 | 21,00 |
| 7. 104/61 | 14,20 | 2,10 | 4,20 | 79,50 | — | 60,60 | 25,80 | 13,60 | 57,50 | 28,70 | 6,70 |
| 8. 352/62 | 11,50 | 2,70 | 6,00 | 79,80 | 40,00 | 30,00 | 30,00 | — | 54,60 | 33,90 | 4,20 |
| 9. 1637л/60 | 13,50 | 2,20 | 5,20 | 79,10 | — | 43,00 | 38,00 | 19,00 | 66,70 | 29,20 | 6,20 |
| 10. 1174/61 | 14,00 | 2,60 | 3,40 | 80,00 | — | 86,20 | 13,80 | — | 32,80 | 20,40 | 5,30 |
| 11. 3112а/61 | 14,50 | 1,60 | 4,40 | 79,50 | — | 55,40 | 26,10 | 18,50 | 41,70 | 28,40 | 9,00 |
| 12. 64/63 | 13,10 | 0,90 | 9,10 | 76,90 | 31,50 | 57,60 | 10,80 | — | 53,00 | 26,70 | 14,50 |
| 13. 1165/61 | 13,30 | 2,90 | 4,90 | 78,90 | 5,50 | 63,10 | 27,40 | — | 53,50 | 28,20 | 4,60 |
| 14. 144/61 | 14,90 | 1,80 | 4,70 | 78,60 | — | 62,30 | 24,60 | 13,00 | 54,40 | 26,00 | 8,50 |
| 15. 31/36 | 13,50 | 2,50 | 6,20 | 77,80 | 23,60 | 54,80 | 21,50 | — | 43,50 | 26,00 | 5,40 |
| 16. 1171/61 | 13,00 | 2,90 | 5,00 | 79,10 | 8,20 | 57,50 | 34,20 | — | 44,20 | 29,30 | 4,40 |
| 17. 32/56 | 9,00 | 3,10 | 9,10 | 78,80 | 26,70 | 44,10 | 29,10 | — | 55,50 | 36,40 | 2,90 |
| 18. 1108/61 | 13,50 | 2,10 | 8,40 | 76,00 | — | 63,20 | 25,60 | 11,20 | 29,00 | 22,90 | 6,40 |
| 19. 1175/61 | 13,00 | 3,90 | 5,80 | 77,30 | 4,70 | 63,10 | 32,20 | — | 58,90 | 24,70 | 3,30 |
| 20. 518/62 | 14,70 | 2,70 | 6,20 | 76,40 | — | 51,70 | 39,60 | 8,70 | 48,60 | 20,70 | 5,40 |
| 21. 1451/60 | 13,80 | 1,80 | 9,50 | 74,90 | 38,60 | 35,40 | 25,90 | — | 51,90 | 20,40 | 7,60 |
| 22. 65/63 | 13,90 | 2,20 | 9,60 | 74,30 | 29,80 | 39,80 | 30,50 | — | 72,50 | 18,60 | 6,30 |
| 23. 123/62 | 10,00 | 5,20 | 7,60 | 77,20 | 22,20 | 48,20 | 29,60 | — | 73,20 | 29,20 | 1,90 |
| 24. 30/56 | 15,60 | 3,10 | 6,80 | 74,50 | — | 59,10 | 40,80 | — | 40,20 | 24,80 | 5,00 |
| 25. 57/63 | 15,00 | 1,00 | 10,70 | 73,30 | 30,00 | 40,00 | 30,00 | — | 58,10 | 15,60 | 15,00 |
| 26. 68/63 | 15,30 | 1,30 | 10,90 | 72,50 | 18,40 | 53,40 | 28,20 | — | 83,30 | 13,10 | 11,80 |
| 27. 2044/60 | 13,40 | 3,50 | 8,70 | 74,40 | — | 48,40 | 37,30 | 14,30 | 56,70 | 18,50 | 3,80 |
| 28. 1594/60 | 16,10 | 3,00 | 7,30 | 73,60 | — | 49,10 | 34,90 | 16,00 | 74,40 | 12,00 | 5,30 |
| 29. 30/62 | 10,20 | 5,10 | 8,70 | 76,00 | — | 57,80 | 35,40 | 7,10 | 78,90 | 26,60 | 2,00 |
| 30. 1/62 | 12,10 | 5,40 | 8,90 | 73,60 | 3,10 | 54,40 | 42,50 | — | 65,50 | 17,90 | 2,80 |

Таблица 7 (окончание)

| | № пробы | A | C | B | S | a′ | f′ | m′ | c′ | n | Q | a/c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 31. | 16/55 | 12,70 | 4,90 | 9,10 | 73,20 | — | 43,10 | 40,00 | 16,90 | 54,90 | 18,20 | 2,60 |
| 32. | 17/56 | 10,70 | 5,80 | 10,80 | 72,70 | — | 44,90 | 46,20 | 8,90 | 67,50 | 18,10 | 1,80 |
| 33. | 66/63 | 14,50 | 3,20 | 11,20 | 71,10 | 10,00 | 53,50 | 36,30 | — | 68,30 | 10,00 | 4,50 |
| 34. | 66/61 | 12,20 | 7,20 | 13,10 | 67,50 | — | 57,40 | 39,80 | 2,80 | 71,40 | 33,10 | 1,60 |
| 35. | 2120б/61 | 10,40 | 7,00 | 12,20 | 70,40 | 16,20 | 49,10 | 42,80 | — | 31,70 | 13,00 | 1,40 |
| 36. | 2120/61 | 12,00 | 8,00 | 10,00 | 70,00 | 23,70 | 60,80 | 27,40 | — | 40,30 | 8,00 | 1,50 |
| 37. | 2/62 | 10,20 | 7,50 | 15,20 | 67,10 | — | 48,80 | 40,90 | 10,30 | 70,40 | 6,30 | 1,40 |
| 38. | 1067в/61 | 12,20 | 7,30 | 13,10 | 67,40 | — | 57,40 | 39,80 | 2,80 | 71,40 | 3,10 | 1,60 |
| 39. | 548/62 | 13,10 | 4,80 | 19,10 | 63,00 | — | 42,60 | 40,00 | 17,20 | 63,80 | 2,70 | 5,00 |
| 40. | 1153а/61 | 8,70 | 10,30 | 18,60 | 62,40 | — | 43,30 | 55,30 | 1,20 | 78,30 | 2,90 | 0,80 |
| 41. | 60/61 | 10,90 | 9,90 | 18,90 | 60,30 | — | 51,90 | 41,00 | 7,10 | 41,80 | 24,50 | 1,40 |

## Глава VI

# ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ И ОРУДЕНЕНИЕ

Среди верхнепалеозойских вулканогенных толщ Южной Джунгарии широким распространением пользуются гидротермально измененные породы — вторичные кварциты и пропилиты. В отличие от аналогичных образований Центрального Казахстана, за последние 35 лет детально изученных, разведанных и описанных в монографиях, многочисленных статьях и рукописных отчетах, гидротермально измененные породы Южной Джунгарии незаслуженно оставались вне поля зрения исследователей и изучение их началось лишь в самые последние годы.

В пределах Южной Джунгарии гидротермально измененные породы распределяются далеко не равномерно. Они встречаются главным образом в районах с небольшим эрозионным срезом, где преимущественным развитием пользуются вулканогенные толщи верхнего карбона и пермотриаса.

В районах, где эти отложения размыты и на поверхность выходят более древние вулканогенно-осадочные толщи, гидротермально измененные породы пользуются ограниченным распространением, локализуясь лишь в пределах отдельных тектонических нарушений.

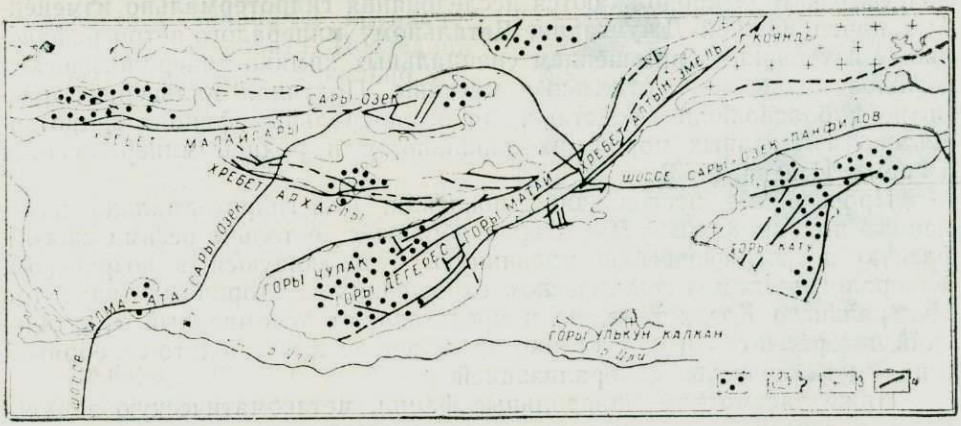



**Рис. VI—1. Схема размещения гидротермально измененных пород Южной Джунгарии.**

1 — гидротермально измененные породы; 2 — контуры палеозойских образований; 3 — субвулканические интрузии; 4 — разломы.

При рассмотрении схемы размещения гидротермально измененных пород (рис. VI—1) легко заметить, что наибольшим распространением они пользуются в самой южной виргации Джунгарского Алатау, в горах Катутау, Малайсары и Чулак. Отдельные массивы и зоны гидротермально измененных пород встречаются, кроме того, в горах Жел-

гызагаш, Ашудасты, Матай, Дигерес, Котуркаин. Вместе с тем необходимо отметить, что Южная Джунгария, с точки зрения распространенности гидротермально измененных пород, изучена еще недостаточно. В особенности это относится к пропилитовой фации, которая проявляется не всегда отчетливо и до последнего времени исследователями данного региона не выделялась.

Первые сведения о гидротермально измененных породах Южной Джунгарии мы находим в монографии М. М. Юдичева (1940). Этот исследователь очень кратко, в нескольких строчках, упоминает о выходах вторичных кварцитов в долине р. Биже, не останавливаясь на их петрографической и генетической характеристике. В работах С. Е. Майрина и Г. В. Севастьянова (1955, 1957) приводятся краткие описания выходов вторичных кварцитов. Однако эти авторы также не приводят петрографической и генетической характеристики отмеченных пород.

Впервые вопросы генезиса и минеральных фаций вторичных кварцитов Южной Джунгарии рассмотрены в работе М. П. Русакова и Г. М. Фремда (1958). Авторы статьи отметили пространственную и генетическую связь вторичных кварцитов с пермскими вулканическими аппаратами, своеобразный существенно каолинитовый и алунитовый их состав, типичный для низкотемпературных фумарольно-сольфатарных образований, а также приуроченность к ним золото-серебряной и медно-полиметаллической минерализации.

В 1959 году автор проводит исследования гидротермально измененных пород в горах Катутау. В результате этих работ (Фремд, 1960) были получены новые данные о минеральных фациях вторичных кварцитов, условиях их образования в связи с поствулканическими гидротермальными процессами, намечены типы вертикальной и горизонтальной зональности. Впервые для Южной Джунгарии была выделена и описана в составе гидротермально измененных пород фация пропилитов, а также сделаны прогнозы о связи с пропилитами золото-серебряного оруденения.

В 1960—1962 годах лабораторией палеовулканологии под руководством автора продолжаются исследования гидротермально измененных пород Южной Джунгарии. Детальному минералого-петрографическому изучению с применением специальных химико-минералогических методов подверглись отдельные массивы. Получили дальнейшее развитие и обоснование представления о минеральных фациях гидротермально измененных пород, их зональности и рудной минерализации (Фремд, Исаева, 1963).

Проведенные исследования показали, что гидротермально измененные породы Южной Джунгарии образуют не только весьма своеобразную петрографическую провинцию, отличающуюся в возрастном, минералогическом и генетическом отношениях от вторичных кварцитов Центрального Казахстана, но и представляют несомненный практический интерес в связи с отчетливо проявленной в них золото-серебряной и полиметаллической минерализацией.

Ниже рассмотрим минеральные фации, метасоматическую зональность и генезис вторичных кварцитов и пропилитов этой провинции. Характеристика отдельных полей гидротермально измененных пород и связанного с ними оруденения здесь не приводится, поскольку этому вопросу посвящены специальные работы. Некоторые поля частично охарактеризованы в III главе и в статьях автора при описании палеовулканов и их некков (Русаков, Фремд, 1958; Фремд, Каменский, 1963; и др.).

Как уже отмечалось, вторичные кварциты Южной Джунгарии относятся к низкотемпературным типам (фациям), в составе которых ведущая роль принадлежит таким минералам как кварц (опал, халцедон), алунит, каолинит, серицит (мусковит), а также ярозит и гематит. Присутствуя в различных соотношениях, эти минералы образуют ряд смешанных типов: кварцево-алунитовый, кварцево-каолинитовый, кварцево-серицитовый или более сложных: кварцево-каолинитово-алунитовый; кварцево-каолинито-ярозитовый, кварцево-каолинито-серицитовый и другие. Из чистых типов с одним ведущим минералом встречаются монокварцевый, каолинитовый (агальматолитовый), алунитовый. Обратимся к краткой характеристике главнейших из названных типов.

### Кварцево-мусковитовый тип

Кварцево-мусковитовые вторичные кварциты развиваются, как правило, по сравнительно хорошо раскристаллизованным субвулканическим кислым породам типа граносиенит-порфиров или монцонит-порфиров. Для этих пород характерна гранофировая структура основной массы, представленная тонким графическим прорастанием кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Небольшие штоки подобных пород, превращенных во вторичные кварциты, хорошо изучены на севере гор Катутау и в горах Архарлы.

Макроскопически кварцево-мусковитовые вторичные кварциты представляют собой породы кремово-белого цвета, массивные, с неровным раковистым изломом. Нередко сохраняются следы реликтовой структуры в виде отдельных зерен кварца или табличек полевых шпатов. Под микроскопом порода представляет агрегат крупнозернистого кварца и крупночешуйчатого мусковита. Последний образует нередко радиально лучистые, секториально погасающие скопления или игольчатые агрегаты. В наиболее типичных случаях кварц и мусковит встречаются в разных количествах, однако чаще в метасоматитах этого типа кварц несколько преобладает над мусковитом (рис. VI—2).

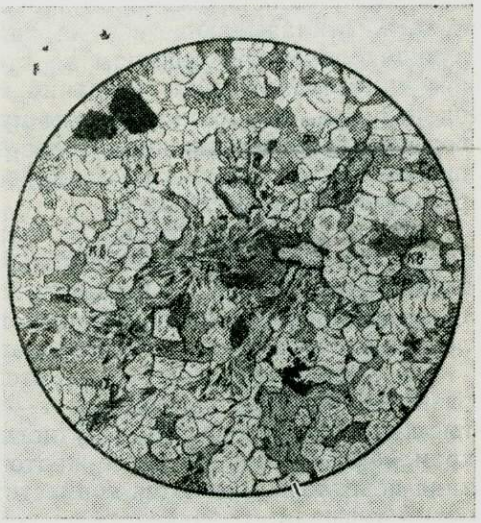


**Рис. VI—2. Кварцево-мусковитовый вторичный кварцит.** Ув. 110

Кварц, как уже отмечалось, представлен сравнительно крупными (0,5—0,1 мм), весьма неправильной формы зернами. Обычно такие зерна имеют очертания, которые принято называть «контурами взаимных границ». Это чрезвычайно изрезанные, бухтообразные или «лапчатые» контуры, обусловленные взаимным прорастанием двух и более индивидов минерала. Метасоматический кварц сравнительно чистый, лишь иногда содержит примесь тонкого пелитового материала. Погасание зерен кварца одновременное. Волнистого погасания почти не наблюдается, что свидетельствует об относительно спо-

койной тектонической обстановке, господствовавшей как во время формирования вторичных кварцитов в данном регионе, так и в более поздний период.

Наряду с мелкозернистым мозаичным кварцем основной массы вторичных кварцитов встречается более крупнозернистый и чистый кварц прожилков, возникающих на заключительных этапах метасоматического процесса. О времени возникновения подобных прожилков судить можно на том основании, что они пересекают все другие метасоматические минералы вторичных кварцитов и лишь являются близко-одновременными с мусковитом второй генерации, с которым они встречаются в некоторых прожилках совместно.

Мусковит представлен небольшими, четко индивидуализированными узкими и тонкими листочками длиной до 0,1 мм, отличающимися от алунита своей яркой интерференционной окраской и положительным знаком зоны. Обычно подобные чешуйки в виде параллельно-листоватых или спутанно-волокнистых агрегатов развиваются по мозаике кварца, располагаясь при этом как на границах отдельных кварцевых зерен, так и по микротрещинам в самих зернах. Нередко можно наблюдать, как агрегаты листочков мусковита, развиваясь по трещинкам, постепенно прорастают и полностью замещают отдельные зерна и целые агрегаты кварцевых зерен. Значительно реже наблюдается замещение мусковитом таблиц полевого шпата. Подобные псевдоморфозы выглядят очень четко, поскольку таблицы замещаемых полевых шпатов бывают хорошо очерчены, а листочки замещающего их мусковита значительно тоньше и короче мусковита, развивающегося по вторичному кварцу.

Таким образом, также как и для гидротермального кварца, можно предполагать присутствие во вторичных кварцитах данного типа мусковита двух генераций: более раннего тонколистоватого, развивающегося по полевым шпатам и другим алюмосиликатам с одновременным выделением избытка кремнезема, и более позднего крупнолистоватого мусковита, откладывающегося из гидротермальных растворов, циркулирующих по микротрещинам во вторичных кварцитах. Предположение о существовании двух генераций мусковита находит себе подтверждение и в том, что псевдоморфозы мусковита по полевому шпату нередко пересекаются прожилками более крупночешуйчатого мусковита, возникновение которого, несомненно, обусловлено более поздней фазой гидротермальной деятельности.

Турмалин является важным «проходящим» минералом вторичных кварцитов и других гидротермально измененных пород Южной Джунгарии. Присутствие его почти во всех без исключения типах метасоматитов является важным свидетельством их генетической связи, обусловленной особенностью магматического очага.

В кварцево-мусковитовых вторичных кварцитах встречается две разновидности турмалина: шерл — синие в проходящем свете игольчатые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты и дравит — мелкие зерна кремово-желтого и розовато-желтого цвета. Обе разновидности турмалина нередко встречаются совместно. В подобных случаях синий игольчатый турмалин развивается на периферии кремово-желтого дравита в виде своеобразной каймы или бахромы. Нередко краевые части зерен дравита приобретают синеватую и даже густо-синюю окраску. Все это может говорить о постепенном замещении дравита шерлом.

На зернах дравита, как правило, наблюдаются отдельные очень мелкие (3—5 мкр) игольчатые кристаллы апатита, отличающиеся высоким рельефом, заметным даже в поле турмалина, и низкой интерференционной окраской. Еще более тонкие иголки красно-бурого цвета с очень высоким рельефом, развивающиеся как по турмалину, так и по кварц-мусковиту, принадлежат рутилу.

Определение взаимоотношения турмалина с другими метасоматическими минералами представляет значительные трудности. Однако в отдельных случаях отчетливо можно наблюдать, как иголочки турмалина развиваются по кварцу и по мусковиту, частично замещая его. Это дает основание считать турмалин наиболее поздним метасоматическим минералом, возникшим позже кварца и мусковита. Не исключена вероятность того, что образование турмалина связано с более поздней фазой метасоматоза, наложенного на более ранние фазы, в которые возникли кварц и мусковит.

### Кварцево-серицитовый тип вторичных кварцитов

Кварцево-серицитовый тип вторичных кварцитов в отличие от кварцево-мусковитового сложен из чрезвычайно тонкочешуйчатых агрегатов мусковита (серицита), индивиды которого почти неразличимы даже при больших увеличениях микроскопа, а также из мелкозернистого кварца, размеры зерен которого значительно уступают размерам кварца первой разновидности. Отличаются кварцево-серицитовые вторичные кварциты и по характеру исходных пород. Если для первых из них были типичны гранофировые граносиенит-порфиры и монцонит-порфиры, то вторые развиваются обычно по липаритам, фельзитам, либо фельзит-порфирам.

Фельзиты и фельзит-порфиры, в результате гидротермальной переработки которых образуются кварцево-серицитовые вторичные кварциты, представляют собой розовые или мясо-красные тонкозернистые или скрыто-кристаллические породы с более или менее отчетливо выраженной флюидальностью. Основная масса породы с фельзитовой или сферолитовой крипто-кристаллической структурой состоит из полураскристаллизованного или микрозернистого кварц-полевошпатового агрегата, отличающегося флюидальной текстурой, обычно хорошо заметной как макроскопически на выветрелой поверхности образца, так и под микроскопом в проходящем свете (при одном николе). Флюидальность этих пород обычно хорошо подчеркивается благодаря параллельному расположению тончайших полосок полураскристаллизованного вещества или аморфного стекла. Вкрапленники, количество которых варьирует от единичных лейст до значительного количества, представлены кислыми плагиоклазами (андезином, олигоклазом), зачастую альбитизированными, а также оплавленными зернами кварца.

Макроскопически вторичные кварциты рассматриваемого типа представляют собой массивную бледно-розовую или кремово-белую породу с флюидальной текстурой. Под микроскопом породы состоят из мелкозернистого, мозаичного халцедоновидного кварца, тонкочешуйчатого серицита, а также реликтовых кристаллов альбитизированного плагиоклаза и реликтовых оплавленных зерн кварца (рис. VI—3).

Кварц преобладает над всеми другими компонентами. Мелкие его зерна (30—50 мкр), неправильной формы с резорбированными краями, зачастую отличаются своеобразным секториальным погасанием, характерным для халцедона. Преломление и двупреломление этого кварца несколько ниже, чем у хорошо раскристаллизованных разностей. Кроме того, для него характерно присутствие тончайшей пылевидной вкрапленности глинистого вещества, делающего его мутным, зачастую полупрозрачным.

Серицит в виде тончайших чешуек встречается либо в интерстициях кварцевых зерен, либо образует тонкие спутанно-чешуйчатые агрегаты, частично или полностью замещающие таблицы полевых шпатов. Часто полевые шпаты замещаются не чисто серицитовым, а кварц-серицитовым агрегатом. В отдельных случаях серицит получает более ин-



**Рис. VI—3. Кварцево-серицитовый вторичный кварцит.** В центре кристаллы турмалина. Ув. 110, при одном николе.

тенсивное развитие и замещает не только отдельные таблицы полевых шпатов, но и основную массу породы.

Помимо главных метасоматических минералов — кварца и серицита, во вторичных кварцитах этого типа встречаются эпидот, кальцит и турмалин. Эпидот образует радиально-лучистые агрегаты, располагающиеся вдоль микротрещин либо заполняющие отдельные газовые пустоты. Кальцит точно также встречается в очень небольшом количестве



**Рис. VI—4. Кварцево-турмалиновый вторичный кварцит.** Ув. 110, при скрещенных николях.

в отдельных шлифах, где он развивается вдоль трещин или выполняет газовые пустоты. Наконец, турмалин, этот сквозной минерал гидротермально-измененных пород Южной Джунгарии, встречается в небольшом количестве в виде мелких лучистых агрегатов ярко-синего шерла.

В отдельных случаях количество турмалина настолько увеличивается, что представляется возможным выделить кварцево-турмалиновый подтип (рис. VI—4).

### Монокварцевый тип

Следующим широко распространенным типом вторичных кварцитов является существенно кварцевый или кварцево-халцедоновый, реже кварцево-опал-халцедоновый тип, известный под названием монокварцита.

Монокварциты в Южной Джунгарии встречаются в виде небольших сопок и гребешков среди полей других менее устойчивых типов гидротермально измененных пород, по своей морфологии приобретая сходство с кварцевыми жилами, выполняющими системы открытых трещин. Нередко бывает, что при поверхностном осмотре подобные жильные метасоматические тела монокварцитов относятся к разряду кварцевых жил выполнения, от которых они существенно отличаются как по составу, так и по способу образования.

Монокварциты, как правило, связаны постепенными переходами с кварцево-алунитовыми, кварцево-каолинитовыми и кварцево-серицитовыми вторичными кварцитами, от которых они отличаются лишь с помощью микроскопических методов исследования, а в полевой обстановке — по расположению их на возвышенных участках кварцитовых полей. Исходными породами для монокварцитов в большинстве случаев являются экструзивные фельзиты и фельзит-порфиры, реже пирокластические либо осадочные породы. Принадлежность исходных пород монокварцитов к фельзитам обычно безошибочно определяется по реликтовой флюидальности и фенокристам полевых шпатов, замещаемых агрегатом мелкозернистого кварца или халцедона.

Макроскопически монокварциты мало отличаются от кварцево-серицитовых, кварцево-алунитовых и других типов вторичных кварцитов. Они представляют собой массивные породы белого или светло-серого цвета. Нередко в результате примеси ярозита или гематита они приобретают лимонно-охристо-желтую или красно-бурую расцветку. Часто в кварцитах содержатся многочисленные поры выщелачивания, возникшие, по всей вероятности, в результате растворения пирита.

Под микроскопом микрокварциты состоят из мелкозернистого мозаичного агрегата кварца или кварц-халцедона. Нередко среди более или менее равномернозернистой кварцевой массы встречаются участки — псевдоморфозы по полевым шпатам, выполненные более мелким и низкопреломляющим агрегатом опал-халцедона, халцедоновидным кварцем, или смесью кварца и каолинита. С другой стороны, наблюдаются и такие случаи, когда полевые шпаты или другие включения исходной породы замещаются более грубозернистым агрегатом кварца. В качестве второстепенных минеральных новообразований монокварцитов наблюдаются каолинит, рутил, турмалин, эпидот, гематит и пирит.

Нередко монокварциты под микроскопом обнаруживают полосчатое строение, обусловленное чередованием полосок более крупнозернистого и более мелкозернистого кварца. Иногда такая полосчатость располагается симметрично в зальбандах кварцевых прожилков, развивающихся по микротрещинкам во вторичных кварцитах. Характерно, что ближе к кварцевому прожилку располагаются полоски более мелкозернистого кварца, а дальше от прожилка — более крупнозернистого.

Таким образом, можно предполагать, что вдоль трещин по мере поступления гидротермальных растворов шла перекристаллизация и замещение более мелкозернистого агрегата кварца более крупнозернистым. Следует также считать, что нередко полосчатость, подобная отмеченной выше, совпадает с первичной флюидальностью породы. Наконец, изредка встречаются монокварциты, сложенные крупнозернистым агрегатом кварца. Кварцевые зерна в подобных агрегатах, достигающие 2-х, 3-х и более мм в поперечном сечении, отличаются крайне неправильной формой, неровными краями и взаимным прорастанием зерен.

### Кварцево-каолинитово-алунитовый тип

Исходными породами для вторичных кварцитов данного типа являются главным образом пирокластические и туфогенно-осадочные образования как андезитового, так и липаритового состава — туфоагломераты, туфы, туффиты, туфопесчаники, широко развитые среди пермских вулканогенных толщ. Благоприятными условиями для метасоматической переработки этих пород являются не только присутствие в их составе оптимальных количеств кремнезема, глинозема и щелочей, но и хорошая их проницаемость для растворов, а также экранирующая роль более плотных лавовых покровов.

Морфология залежей вторичных кварцитов этого типа всецело определяется условиями залегания исходных пород. Обычно это пологозалегающие пласты, образовавшиеся за счет различных перекрывающихся между собой горизонтов туфов, туффитов или туфопесчаников. В таких сложно построенных пачках, как правило, можно наблюдать реликтовые структуры и текстуры, позволяющие восстановить первоначальный состав породы.

Макроскопически вторичные кварциты плотные, сахаровидного облика породы различной окраски, варьирующей в основном в зависимости от присутствия тонкой вкрапленности ярозита и гематита. Наиболее чистые кварцево-каолинито-алунитовые разности имеют кремово-белый или желтоватый оттенок; разности, в составе которых присутствует ярозит, отличаются канареечно-желтым цветом, а присутствие гематита определяет розовый или красно-бурый цвет породы.

Под микроскопом вторичные кварциты этого типа состоят из мелкозернистой мозаичной кварцево-каолинитовой массы, заключающей в себе отдельные удлиненные более или менее изометричные игольчатые или чешуйчатые кристаллы или агрегаты кристаллов алунита. Кварц в составе основной массы отличается халцедоновидным обликом, обусловленным сравнительно низким показателем преломления и низкой интерференционной окраской. Обычно кварц в значительной степени загрязнен пылевидными частицами глинистого (каолинитового) вещества. Вместе с тем, довольно часто встречается чистая разновидность хорошо раскристаллизованного кварца, образующего прожилки и отдельные скопления. Этот кварц, возникший позже основной массы породы, должен рассматриваться как кварц второй генерации.

Каолинит представлен очень мелкими изометричными зернами с более низким показателем преломления и двупреломления, чем у кварца. Нередко каолинит образует непрозрачные или полупрозрачные пелитоморфные агрегаты, окрашенные в отраженном свете в характерные белые или желтоватые тона. В других случаях каолинит встречается в виде сравнительно крупных чешуек (100—150 мкр), выполняющих отдельные пустотки, или развивающихся по микротрещинкам. Этот каолинит образуется позже основной массы породы и относится нами ко второй генерации. Он отличается хорошо выраженной спайностью, легко диагностируется благодаря своему прямому погасанию и положи-

тельному знаку зоны. Как разновидность каолинита встречается также диккит, легко отличающийся по своему погасанию (угол погасания 20°).

Алунит во вторичных кварцитах данного типа встречается в различных морфологических видах и соотношениях с другими минералами. Во-первых, наблюдается алунит в виде очень мелких иголочек, размеры которых (5—15 мкр) уступают размерам и без того мелких чешуек каолинита и кварца, слагающих основную массу. Подобные иголочки равномерно, но без определенной ориентировки, рассеяны среди основной кварцево-каолинитовой массы, развиваясь в равной степени как по кварцу, так и по каолиниту. Нередко одна иголочка алунита располагается в пределах двух соседних зерен кварца или чешуек каолинита. Во-вторых, наблюдаются относительно крупные или изометрические чешуйки алунита. Размеры таких чешуек (50—100 мкр) превосходят размеры встречающегося с ним совместно кварца и каолинита. Распределены эти крупные чешуйки и иголки также без какой-либо системы, но количество алунита в этом случае больше, чем в первом и составляет от 15 до 25% к объему всей породы. И в этом случае отчетливо видно, что алунит развивается позже других минералов кварцево-каолинитовой основной массы (рис. VI—5).

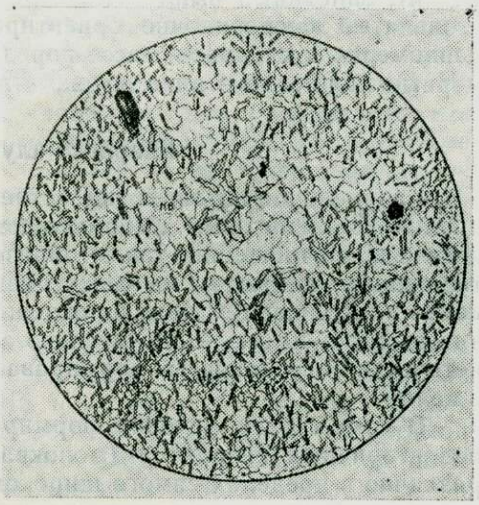


**Рис. VI—5. Кварцево-каолинит-алунитовый вторичный кварцит.** Ув. 110.

В отдельных образцах, относящихся к этому типу, наблюдаются очень характерные соотношения алунита и каолинита второй генерации. Здесь нередко можно наблюдать, как крупночешуйчатый каолинит, образующий прожилки в основной мелкозернистой массе, в свою очередь пересекается или прорастает крупными чешуйками алунита, вытянутыми перпендикулярно к ориентировке прожилков. Таким образом, здесь отчетливо устанавливаются возрастные взаимоотношения минералов и более молодой возраст алунита.

Алунит не всегда располагается в породе бессистемно. В пределах отдельных пачек при замещении тонкослоистых песчаников или туффитов под микроскопом можно наблюдать, что наряду с беспорядочно рассеянными зернами и чешуйками встречаются кристаллы алунита, ориентированные в направлении слоистости породы в виде отдельных полосок или цепочек (рис. VI—6). Нет сомнения, что подобное закономерное расположение кристаллов отвечает основным путям движения гидротермальных растворов.

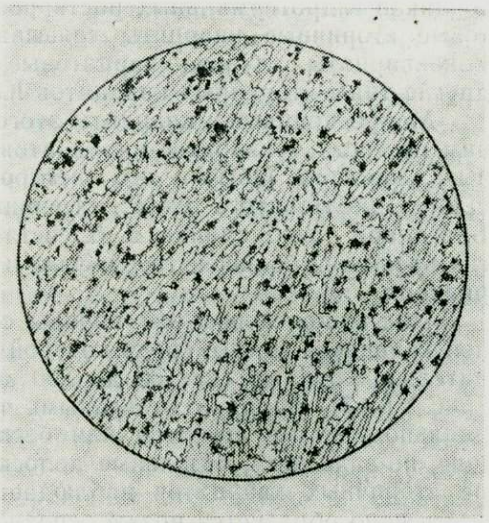


**Рис. VI—6. Кварцево-каолинит-алунитовый вторичный кварцит.** Ув. 110.

Затем в кварцитах этого типа мы наблюдаем весьма своеобразные параллельно-чешуйчатые и игольчатые скопления. Подобные скопления, развивающиеся на отдельных участках вторичных кварцитов в виде полосок, гнезд и прожилков, состоят на 60—75% из крупночешуйчатого алунита. Остальные 25—30% от объема породы приходятся, главным образом, на кварц и гематит. Алунит в этих скоплениях представлен параллельно-шестоватыми, чередующимися с подобными же шестоватыми агрегатами кварца.

В связи с описанным случаем нахождения параллельно-шестоватого алунита, кажется весьма интересным отметить два характерных момента. Во-первых, параллельная ориентировка шестоватых агрегатов в пределах отдельных прожилков или линз не совпадает с направлением прожилков, а расположена к нему под острым углом; во-вторых, за пределами полосок и линз параллельно шестоватых агрегатов наблюдается обычный тонкоигольчатый беспорядочно ориентированный алунит, описанный выше. Наконец, наблюдаются случаи, когда тонкоигольчатый беспорядочно ориентированный алунит не располагается равномерно в основной массе породы, а образует отдельные незакономерные скопления в виде пятен, линз и полосок.

### Кварцево-алунитовый тип

Кварцево-алунитовый тип встречается либо совместно с кварцево-каолинито-алунитовым, либо совместно с монокварцитами и в морфогенетическом отношении, таким образом, приближается к двум упомянутым типам. Несмотря на свое сравнительно ограниченное распространение и подчиненную роль по отношению к другим типам, кварцево-алунитовый тип имеет исключительно важное значение для понимания генетических особенностей формирования Южно-Джунгарской провинции в целом.

В самом деле, условия формирования существенно кварцевых типов вторичных кварцитов (монокварцитов) могут толковаться весьма различно в пределах самого широкого температурного и глубинного интервалов. В то же время присутствие кварцево-алунитовых разностей и переходы в них монокварцитов совершенно определенно характеризуют условия их образования с точки зрения глубин, температур и источников гидротермальных растворов. Таким образом, кварцево-алунитовые вторичные кварциты связываются в одну генетическую цепь: монокварциты, алунито-кварцитовые, алунито-кварцево-каолинитовые и другие типы вторичных кварцитов Южной Джунгарии.

Макроскопически кварциты этого типа не отличаются от близких к ним по составу кварцево-каолинитовых и кварцево-каолинито-алунитовых разностей. Обычно это светлоокрашенные, от кремово-белого до кремово-желтоватого цвета, массивные породы с раковистым изломом. Благодаря преобладанию в их составе кварца, они отличаются от других разностей большей твердостью и устойчивостью к процессам выветривания.

Под микроскопом эти породы состоят из мелкозернистой мозаичной кварцевой массы, среди которой беспорядочно располагаются сравнительно крупные (от 100 до 200 мкр) удлиненные чешуйки алунита (рис. VI—7). Наряду с отдельными чешуйками нередко встречаются радиальнолучистые агрегаты или беспорядочные скопления, выполняющие, по-видимому, отдельные полоски. Нередко у алунитов в этом типе вторичных кварцитов наблюдается двойниковое строение. Алунит здесь явно образуется позже основной кварцевой массы пород и развивается по ней, вероятно, используя сложную систему микротрещин, образовавшихся во вторичных кварцитах. В связи с подобным характе-

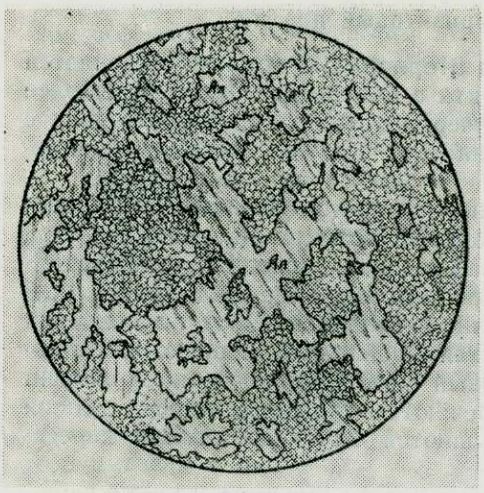



**Рис. VI—7. Кварцево-алунитовый вторичный кварцит.** Ув. 110.

ром распределения алунита напрашивается вывод о том, что его образование отделяется от образования основной кварцевой массы некоторым перерывом во времени, в пределах которого возникли деформации и трещиноватость пород, необходимые для проникновения более поздних порций фумарольно-сольфатарных газов.

### Кварцево-каолинитовый тип

Кварцево-каолинитовый тип вторичных кварцитов по распространению уступает место лишь кварцево-серицитовому типу. Исходными для образования вторичных кварцитов этого типа являются те же туфогенно-осадочные породы, которые играют основную роль при образовании кварцево-алунито-каолинитового типа. В первую очередь это туфы, туфопесчаники, туфоагломераты и туффиты андезитового, липаритового или трахилипаритового состава, которые пользуются широким распространением среди нижне- и верхнепермских отложений Южной Джунгарии.

Макроскопически кварциты этого типа вполне идентичны кварцево-алунито-каолинитовым вторичным кварцитам. Естественной для них является кремово-белая окраска. Но нередко, в результате примеси ярозита или гематита, они приобретают более яркие цвета — от лимонно-канареечно-желтого до красно-бурого. Под микроскопом кварциты этого типа состоят из тонкозернистой мозаичного облика кварцево-каолинитовой массы, среди которой встречаются прожилки более крупночешуйчатого каолинита второй генерации, гнезда и прожилки более крупнозернистого кварца (также второй генерации), а также реликтовые включения кварца, полевого шпата и обломки вулканогенных пород. Все эти включения нередко замещаются мелкозернистыми или мелкочешуйчатыми скоплениями кварца и каолинита.

Кварц в породах этого типа исключительно мелкозернистый (2—3 мкр), халцедоновидный, обычно загрязнен пылевидными глинистыми частичками или зернышками рудного вещества. Нередко кварц переходит в халцедон и опал. Диагностика кварца, также как и каолинита, в этих породах чрезвычайно затруднена из-за мелких размеров чешуек и зерен.

Каолинит почти не отличается от каолинита, присутствующего в других разностях вторичных кварцитов. Выделяется мелкочешуйчатый (крупнокристаллический) каолинит первой генерации — плохо индивидуализированный, с размерами чешуек в пределах 2—5 мкр и каолинит второй генерации — более крупночешуйчатый (30—100 мкр), образующий прожилки и отдельные скопления. В кварцитах этого типа значительная роль принадлежит гематиту и ярозиту, количество которых нередко достигает 10—15% всего объема породы. Высокие содержания этих минералов настолько отражаются на облике и свойствах вторичных кварцитов, что представляется целесообразным выделить их в качестве отдельных подтипов.

### Кварцево-каолинито-ярозитовый подтип

Как уже отмечалось, этот подтип вторичных кварцитов выделяется в тех случаях, когда количество ярозита в породе достигает 20 и более процентов. Пространственно и генетически этот подтип тесно связан с основным кварцево-каолинитовым типом и, таким образом, не нуждается в детальной характеристике.

Макроскопически данный подтип отличается канареечно-желтым цветом, делающим чрезвычайно легкой его полевую диагностику. Под микроскопом в составе кварцитов наблюдается основная мелкозернистая кварцево-каолинитовая масса с реликтовыми зернами, обломки зерен и горных пород, скопления ярозита, развивающиеся по основной массе в виде своеобразных ветвящихся прожилков, нередко сплетающихся в весьма сложный причудливый узор. Наряду с прожилками ярозита в кварцитах этого типа встречаются прожилки кварца второй генерации, однако они всегда оказываются более ранними и пересекаются прожилками ярозита.

Таким образом, ярозит, также как и алунит, возникает на заключительной стадии формирования вторичных кварцитов в наиболее низкотемпературную сульфатную стадию фумарольно-сольфатарной деятельности.

### Кварцево-каолинито-мусковитовый подтип

Сравнительно редко встречающийся подтип вторичных кварцитов развивается преимущественно по игнимбумитам и туфам кислого состава (липариты, трахилипариты). Макроскопически кварциты ничем не отличаются от кварцево-каолинитового типа. Для них также характерен кремово-белый цвет и массивное строение. Под микроскопом в кварцитах этого типа среди кварцево-каолинитовой тонкозернистой массы наблюдаются отдельные чешуйки и скопления мусковита, развивающиеся как по основной массе породы, так и по реликтовым обломкам и зернам полевых шпатов.

### Последовательность метасоматического минералообразования

В результате наблюдения над различными типами вторичных кварцитов и их взаимоотношениями представляется возможным сделать предварительные выводы о последовательности метасоматического минералообразования. Выяснение этого вопроса в результате последующих более детальных работ будет иметь важное значение для представлений о зональности гидротермально измененных пород, изменчивости их состава и рудной минерализации в горизонтальном и вертикальном направлении, а также для представления о характере и эволюции гидротермальных (фумарольно-сольфатарных) растворов.

Как следует из вышеизложенного, Южно-Джунгарская провинция гидротермально измененных пород представлена пятью основными типами вторичных кварцитов: кварцевым (опало-халцедоновым), серицитовым, алунитовым, каолинитовым (агальматолитовым), гематито-ярозитовым. В составе каждого типа наряду с ведущим минералом (серицитом — в серицитовом типе, алунитом — в алунитовом и т. д.), постоянно присутствуют кварц, турмалин, рутил, циркон, гетит, пирит. В чистом виде из перечисленных пяти типов встречается лишь три: монокварцитовый, агальматолитовый и изредка алунитовый (прожилки, линзы). Остальные типы образуют друг с другом самые разнообразные сочетания. Наибольшим распространением пользуются кварцево-мусковитовый, кварцево-каолинитовый, каолинито-алунитовый и еще более сложные: кварцево-каолинито-алунитовый, кварцево-алунитово-ярозитовый, кварцево-каолинито-гематитовый и т. д.

Таким образом, мы видим, что в составе разнообразных типов вторичных кварцитов принимает участие сравнительно ограниченное число (порядка 20) минералов. Эти минералы в зависимости от их участия в строении гидротермально измененных пород целесообразно разделить на три группы:

1. Ведущие минералы главных типов вторичных кварцитов — кварц, алунит, серицит, каолинит, гематит, ярозит.

2. Минералы, постоянно присутствующие во всех минеральных типах, — кварц, турмалин, рутил, ярозит, пирит, гематит.

3. Спорадически присутствующие минералы — апатит, диккит, диаспор, эпидот.

Естественно, что для выяснения последовательности метасоматического минералообразования наиболее важное значение будет иметь наблюдение над взаимоотношением минералов первой группы (ведущие минералы главных типов вторичных кварцитов). Подобные наблюдения возможны и проведены в смешанных минеральных типах — кварцево-каолинито-алунитовом, алунито-ярозитовом, кварцево-алунито-серицитовом и других.

Выведенная нами, последовательность представлена в таблице:

| Минералы | Стадии минералообразования | | |
|---|---|---|---|
| | ранняя | средняя | поздняя |
| Кварц | ——— | ——— | |
| Серицит | ——— | ——— | |
| Алунит | | | ——— |
| Каолинит | | ——— | ——— |
| Гематит | | | ——— |
| Ярозит | | | ——— |
| Турмалин | | | ——— |

Произведенные нами наблюдения свидетельствуют о том, что вторичные кварциты и другие гидротермально измененные породы формировались в течение длительного отрезка времени в результате пульсационной деятельности вулканических фумарольно-сольфатарных газов, неоднократно менявших свой состав и физико-химическое состояние.

В начальную стадию, на первых этапах под влиянием слабокислых или слабощелочных сульфатных гидротерм происходило разложение алюмосиликатов и замещение их кварцем и серицитом, отлагавшимся почти одновременно. Позже происходило их частичное растворение и переотложение по трещинкам, возникшим в уже кварцитизированных породах.

Одновременное или почти одновременное образование кварца и серицита хорошо наблюдается во вторичных кварцитах северных полей вторичных кварцитов в горах Катутау. С одной стороны, здесь можно наблюдать взаимные прорастания гидротермального кварца и крупночешуйчатого мусковита, с другой стороны, замещение полевых шпатов в фельзит-порфирах и трахилипаритах тонким агрегатом кварца и серицита.

Прожилки крупночешуйчатого серицита (мусковита) или серицита и кварца, развивающиеся по микротрещинкам в уже кварцитизированных породах, несомненно, относятся к более поздним этапам, связанным с распространением и переотложением ранее образованных серицита и кварца в последующие фазы магматической деятельности.

На следующих более низкотемпературных этапах (стадиях) фумарольно-сольфатарной деятельности или на большем удалении от вулканического очага под влиянием слабокислых сернокислых растворов (pH 5—6) возникали каолинит и другие глинистые минералы.

Почти одновременно, в одних случаях несколько раньше, в других — несколько позже, но всегда под влиянием более кислых гидротермальных растворов (pH 3—4) происходило выщелачивание глинозема и образование существенно кремнистых опало-халцедоновых кварцитов.

Наконец, на одной из заключительных стадий вулканического процесса под действием высококонцентрированных сернокислых растворов происходило образование алунита и ярозита (щелочные металлы не выносились из породы, а связывались с алюминием и глиноземом в нерастворимые в воде сульфаты — алунит и ярозит).

Таким образом, последовательность метасоматического минералообразования, наблюдающаяся в массивах вторичных кварцитов Южной Джунгарии, в некотором отношении напоминает последовательность, описанную для ряда месторождений Центрального Казахстана, где алунит также развивается на конечных низкотемпературных стадиях метасоматического процесса.

## ПРОПИЛИТЫ

Пропилиты представляют собой массивные темноокрашенные породы (темно-зеленые, зеленовато-черные и черные), в которых невооруженным глазом почти всегда отмечается хлорит, эпидот и отчасти карбонаты. В одних случаях в этих породах сохраняется реликтовая структура и минералы первичных, обычно андезитовых или липаритовых пород, в других — следы первичной структуры и состава не сохраняются, и о характере исходной породы приходится судить лишь по косвенным признакам.

Пропилиты, так же как и вторичные кварциты, относятся к продуктам низкотемпературной гидротермальной переработки пород фумарольно-сольфатарными газами и поэтому, так же как и вторичные кварциты, приурочены к отдельным экструзивным (некковым) телам или тектоническим нарушениям, контролирующим размещение экструзий. Однако в отличие от вторичных кварцитов, развивающихся непосредственно за счет экструзивных пород, пропилиты развиваются на периферии экструзии за счет вмещающих пород.

В состав пропилитов входят следующие гидротермальные минералы: хлорит, эпидот, кварц, халцедон, кальцит, серицит, турмалин, альбит, актинолит. Эти минералы присутствуют в различных соотношениях, чем и определяется образование главных минеральных типов пропилитов. В настоящее время представляется возможным выделить следующие основные типы (фациальные разновидности) пропилитов: кварцево-серицито-хлорито-эпидотовый, эпидото-альбито-хлоритовый, существенно хлоритовый, альбито-хлорито-серицитовый. Подчиненную роль играют следующие типы: хлорит-мусковитовый, кварц-карбонато-эпидотовый, кварц-серицито-карбонато-эпидото-хлоритовый.

Во всех разновидностях в более или менее заметных количествах присутствуют серицит, кварц и турмалин. Присутствие турмалина — сквозного минерала вторичных кварцитов, в пропилитах и пропилитизированных андезитах представляет особенный интерес. Этот минерал протягивает как бы логический мост между разными типами гидротермально измененных пород и с несомненностью свидетельствует, несмотря на различие в исходных породах и конечных продуктах, об общем источнике магматических эманаций, обусловивших гидротермальную переработку.

Мы уже отмечали, что отнесение пропилитов и пропилитизированных пород к различным минеральным типам (фациальным разновидностям) определяется соотношениями таких минералов как хлорит, эпидот, карбонат, альбит, актинолит. Кварц, халцедон, серицит, турмалин встречаются в небольших количествах почти во всех без исключения пропилитах и только в некоторых случаях занимают ведущее положение. Перейдем к систематическому описанию отмеченных выше минеральных типов.

### Кварцево-серицито-хлорито-эпидотовый тип

Этот тип пропилитов представляет собой интерес в связи с целым рядом обстоятельств: отчетливо проявившимися взаимоотношениями между ведущими минералами вторичных кварцитов (серицит, кварц) и пропилитов (хлорит, эпидот), чем подчеркивается непрерывность и преемственность процесса минералообразования вторичных кварцитов и пропилитов; четко выраженной последовательностью в минералообразовании всех метасоматических минералов; своим положением в периферической части фельзитовых экструзий в области контакта с вмещающими эти экструзии эффузивно-пирокластическими толщами андезитового ряда.

Указанный тип пропилитов наиболее отчетливо наблюдается в северо-западной части гор Катутау, на периферии Июльского некка, представляющего крупное тело экструзивных фельзитов, превращенных в кварцево-серицитовые вторичные кварциты. Вмещающие некк породы — андезитовые лавы, чередующиеся с туфами, также подверглись интенсивной гидротермальной переработке и превращены в пропилиты и пропилитизированные эффузивы.

Как уже отмечалось, исходными породами для пропилитов этого типа являются фельзиты и фельзит-порфиры, характеристика которых приведена выше при описании вторичных кварцитов. Макроскопически апофельзитовые пропилиты не отличаются от других разновидностей пропилитов, образованных за счет пород андезитового ряда. Только при полевых наблюдениях по их положению в периферической части некка экструзивных фельзитов и по прослеживающимся постепенным переходам пропилитов к более светлым кварцитизированным фельзитам устанавливается фельзитовый состав исходных пород. Это подтверждается и микроскопическими исследованиями, материалы которых изложены ниже.

Этот тип пропилитов занимает несколько особое положение не только по составу исходных пород, но и по условиям залегания и морфологии залежей. Если для других типов пропилитов наиболее типичными являются пластообразные залежи и линзы, то описываемый тип в силу своей непосредственной связи с экструзивными фельзитами, представлен дайкообразными или штокообразными телами, переходящими в кварцево-серицитовые разности вторичных кварцитов.

Макроскопически описываемый минеральный тип пропилитов представляет массивную зеленовато-черную породу с отдельными светло-зелеными пятнами, участками и прожилками, образованными за счет скопления более светлоокрашенного эпидота и серицита. Под микроскопом порода состоит в основном из тонкозернистой кварцево-серицитовой массы, на фоне которой причудливо раскинулись архипелаги густо-зеленых островков из тонкочешуйчатого хлорита, игольчатые и радиальнолучистые скопления эпидота, а также полоски, прожилки и тонкая вкрапленность рудного вещества.

Особое место занимают многочисленные, расположенные по флюидальности параллельно друг другу, полоски и цепочки тонкозернистого кварца или секториально погасающего халцедона. Серицит в составе основной массы представлен чешуйками, размер которых не превышает 3—5 микрон по длинной оси, и, таким образом, различающихся лишь при большом увеличении. Кварц основной массы практически не индивидуализирован и не столько поддается наблюдению, сколько угадывается в смеси с серицитом.

Кварцево-серицитовая тонкозернистая чешуйчатая масса в поле шлифа распределяется весьма равномерно, не образуя каких-либо обособленных скоплений или псевдоморфоз. Это говорит о том, что в данном случае замещению подверглась достаточно тонкозернистая фельзитовая порода, в составе которой отсутствовали обломки или фенокристаллы, которые, несомненно, проявились бы в виде кварцево-серицитовых пятен или псевдоморфоз. Наряду с весьма тонкочешуйчатым серицитом основной массы в шлифах наблюдается и более крупночешуйчатый мусковит второй генерации. Этот мусковит встречается в виде радиальнолучистых агрегатов или отдельных чешуек, прорастающих в хлоритовые агрегаты.

Хлорит, как уже отмечалось, представлен довольно крупными неиндивидуализированными агрегатами, тонкочешуйчатое строение которых отчетливо наблюдается лишь при скрещенных николях. Нередко среди хлоритовых агрегатов или на краю этих агрегатов встречаются отдельные чешуйки мусковита. В некоторых случаях агрегаты зеленого хлорита окружены каемочками тонкочешуйчатого бесцветного мусковита второй генерации, отдельные иголочки и чешуйки которого проникают в хлоритовый агрегат. Таким образом, устанавливается следующая последовательность минералообразования: серицит первой генерации — хлорит — серицит (мусковит) второй генерации.

Эпидот в количественном отношении уступает серициту и хлориту. Он образует радиальнолучистые игольчатые скопления, развивающиеся по основной кварцево-серицитовой массе породы. Четкие взаимоотношения эпидота с другими гидротермальными минералами почти не наблюдаются, лишь иногда можно наблюдать как он врастает в хлорит и отчасти замещает его.

Полоски и цепочки халцедона, расположенные параллельно друг другу, отличаются исключительной прямолинейностью. В проходящем свете среди кварцево-серицитовой массы они представляются в виде узких прямых желобков (вследствие своего низкого показателя преломления) настолько же прямолинейных, как и нити окуляра микроскопа. По краям желобков наблюдаются узкие темные полоски, образовавшиеся за счет скоплений тонкой вкрапленности рудного вещества.

В скрещенных николях желобки превращаются в цепочки плотно соприкасающихся друг с другом секториально погасающих индивидумов — розеток халцедона. Размеры подобных розеток до 0,5 мм в диаметре. О времени возникновения халцедоновых полосок или просечек можно судить на том основании, что агрегаты хлорита подходят к ним вплотную, а в отдельных случаях замещают прожилки халцедона. И в то же время, ни разу не наблюдалось, чтобы халцедоновые прожилки пересекали агрегаты хлорита.

Последовательность минералообразования в кварцево-серицито-эпидото-хлоритовых пропилитах иллюстрируется следующей диаграммой:

| Минералы | Стадии минералообразования | | |
|---|---|---|---|
| | ранняя | средняя | поздняя |
| Кварц | ——— | | |
| Серицит | ——— | ——— | |
| Эпидот | | ——— | |
| Хлорит | | ——— | |
| Кальцит | | ——— | |

**Эпидото альбито-хлоритовый тип пропилитов**

Пропилиты этого типа пользуются наиболее широким распространением. Они слагают значительные площади в пределах полей гидротермально измененных пород. Исходными породами для этого типа пропилитов являются туфы и реже покровы андезитового состава. Это хорошо наблюдается как в полевой обстановке, так и под микроскопом.

В поле при изучении разрезов верхнепалеозойских эффузивно пирокластических толщ отчетливо наблюдается, что метасоматическому замещению — хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации подвергаются в первую очередь прослои грубообломочных туфов андезитового состава, в то время как переслаивающиеся с ними эффузивы подвергаются изменениям лишь в незначительной степени. В измененных пропилитизированных породах этого типа обычно сохраняются реликтовые структуры. Макроскопически они наблюдаются в виде белых или зеленых (при замещении хлоритом) табличек полевых шпатов. Под микроскопом, кроме того, обычно хорошо видна обломочная туфовая масса породы с кристаллами и обломками кристаллов альбитизированного плагиоклаза.

В отношении морфологии и условий залегания пропилитов этого типа справедливо все то, что было сказано в отношении условий залегания и формы алунито-каолинитовых вторичных кварцитов. Так же как и алунито-каолинитовые вторичные кварциты эпидото-альбито-хлоритовые пропилиты замещают наиболее благоприятные для проникновения растворов обычно пологозалегающие пластообразные и линзообразные пласты и пачки пирокластических пород, всецело повторяя условия залегания и контуры последних.

Макроскопически пропилиты представляют собой плотные темно-зеленые до черных породы с хорошо сохранившейся реликтовой структурой пирокластических или эффузивных пород. Под микроскопом порода состоит в основном из обломков альбитизированных полевых шпатов, хлоритизированного стекла и другого туфового материала. На фоне отмеченной основной массы развиваются мелкочешуйчатые, неправильной формы хлоритовые агрегаты и отдельные игольчатые и радиально-лучистые скопления эпидота. Отдельные более крупные обломки и кристаллы полевых шпатов, реже амфибола или пироксена, замещаются в основном эпидот-хлоритовым агрегатом. В небольшом количестве присутствует мелкочешуйчатый мусковит (серицит). Иногда можно наблюдать тонкую сетку серицита, развивающуюся по основной альбито-хлоритовой массе породы. При этом весьма интересно отметить, что, по-видимому, серицит в описываемом случае является более ранним образованием и постепенно замещается хлоритом. Подобная существенно серицитовая разновидность пропилитов изучена в районе Июльского некка в горах Катутау, где они пространственно и генетически увязываются с кварцево-серицито-эпидото-хлоритовым типом пропилитов.

Рудные минералы представлены либо тонкой пылевидной вкрапленностью, диагностика которой не представляется возможной, либо отдельными более крупными кристаллами или цепочками кристаллов магнетита и пирита. Рудные минералы очень часто встречаются совместно с агрегатами хлорита и эпидота. В некоторых разновидностях наряду с хлоритом, эпидотом и альбитом значительное развитие получает гидротермальный кварц. Он присутствует в виде отдельных более или менее изометричных зернышек, вкрапленных в основную существенно хлоритовую массу породы. На отдельных участках шлифа можно наблюдать, что зернышки срастаются между собой в агрегаты с мозаичной структурой, либо образуют цепочки и прожилки, располагающиеся по микротрещинам. В отдельных случаях такие кварцевые прожилки секут не только основную массу породы, но и проникают в виде ветвистых жилок в обломки кристаллов полевых шпатов. Последовательность минералообразования в пропилитах этого типа можно иллюстрировать следующей диаграммой:

| Минералы | Стадии минералообразования | | |
|---|---|---|---|
| | ранняя | средняя | поздняя |
| Альбит | ——— | ——— | |
| Эпидот | | ——— | |
| Серицит | | | ——— |
| Хлорит | | | ——— |
| Кварц | | | ——— |

**Существенно хлоритовый тип**

Этот тип пропилитов, в котором из метасоматических минералов главенствующую роль играет хлорит, а другие метасоматические минералы — серицит, кварц, кальцит присутствуют в весьма небольших количествах, встречен нами среди пропилитов, участвующих в строении стратовулканов Қызылчеку и Ашибастау в г. Қатутау. В отношении исходных пород и формы залежей он почти не отличается от вышеописанного альбит-эпидот-хлоритового типа. Можно только заметить, что если описанная выше разновидность развивалась в основном по туфам андезитового состава, то существенно хлоритовые пропилиты, по имеющимся у нас данным, развиваются в первую очередь по покровам или дайкам андезитов или андезито-базальтов.

Макроскопически пропилиты этого типа, как и другие разновидности пропилитов, отличаются темно-зеленой окраской и плотным строением, почти не дающим оснований для суждения о его первоначальном составе. Под микроскопом в проходящем свете на общем бледно-зеленом «хлоритовом» поле наблюдается более или менее равномерная вкрапленность рудного вещества, придающая породе темную, почти черную окраску и отдельные ярко-зеленые пятна хлорита (или хлорита с кварцевой отсрочкой), выполняющего газовые пустоты. При скрещенных николях в пропилитах этого типа улавливается, а иногда и отчетливо наблюдается реликтовая пилотакситовая структура основной массы породы, сложенная из лейсточек альбитизированного плагиоклаза и хлоритизированного стекла.

Газовые пустоты, выполненные хлоритом или хлоритом и кварцем, имеют различные размеры и конфигурацию. В одних случаях они круглой формы с центральным хлоритовым выполнением и узкой каемкой

гидротермального кварца, в других случаях полости растянуты по флюидальности породы. Кварц в этих случаях образует не только каемочки, но и прорастания с хлоритом или отдельные секущие жилки, говорящие о более позднем происхождении. Последовательность минералообразования для этого типа пропилитов представлена на следующей диаграмме:

| Минералы | Стадии минералообразования | | |
|---|---|---|---|
| | ранняя | средняя | поздняя |
| Альбит | ——— | | |
| Хлорит | ——— | ——— | ——— |
| Кварц | | ——— | |
| Мусковит | ——— | | |

**Альбито-хлорито-серицитовый тип**

Этот тип пропилитов как в морфогенетическом, так и в минералого-петрографическом отношениях близко стоит к предыдущему существенно хлоритовому типу, отличаясь от него лишь в некоторых деталях. Исходными породами для этого типа, судя по реликтовым структурам, являются главным образом андезиты или их туфы. По форме залежей среди них различаются пластообразные тела, развивающиеся по туфам либо лавовым покровом и дайко- и штокообразные тела, развивающиеся по дайкам и экструзиям.

Макроскопически они не отличаются от предыдущих типов. Под микроскопом основная масса породы сложена альбитизированным плагиоклазом, хлоритом, серицитом и кварцем. Лейсточки альбитизированного плагиоклаза и альбита, погруженные в массу хлоритизированного стекла, образуют типичную пилотакситовую структуру. Серицит представляет тончайшую вкрапленность среди хлоритизированного стекла либо скопления — псевдоморфозы по вкрапленникам и обломкам полевых шпатов. Порядок минералообразования данной разновидности пропилитов показан на диаграмме:

| Минералы | Стадии минералообразования | | |
|---|---|---|---|
| | ранняя | средняя | поздняя |
| Альбит | ——— | | |
| Мусковит | ——— | | |
| Хлорит | | ——— | |
| Турмалин | | | ——— |

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Вопросы метасоматической зональности гидротермально измененных пород Южной Джунгарии, имеющие исключительно важное значение для понимания генетических особенностей метасоматитов и закономерностей распределения в них полезных ископаемых, в настоящее время изучены еще недостаточно. Слабая изученность метасоматической зональности обусловлена в значительной степени еще слабо разработанной, несовершенной и трудоемкой методикой исследования и диагностики минеральных фаций, требующей большого количества де-

тальных разрезов, химических анализов и микроскопических определений. Кроме того, изучение вертикальной зональности затрудняется относительно неглубокой эрозионной сетью, позволяющей наблюдать разрезы гидротермально измененных пород только в интервале 10—40 м, редко более по вертикали.

Для изучения горизонтальной зональности в пределах отдельных крупных полей гидротермально измененных пород, существуют, казалось бы, более благоприятные условия. Однако и здесь имеется ряд осложнений, нарушающих первоначальную относительно стройную картину. Эти осложнения заключаются главным образом в наложении нескольких последовательно развивающихся зональных серий, обусловленных позднейшими проявлениями вулканизма, тектоническими движениями и метасоматозом. Очевидно, что в самом начале вулканической деятельности вокруг жерла создаются относительно правильные и закономерные зоны гидротермально измененных пород, представленные в общем виде вторичными кварцитами в центральной части и пропилитами — на периферии.

Однако вслед за тем, при последующих тектонических подвижках или под давлением поднимающейся магмы, в пределах рудного поля возникают единичные, а затем и более многочисленные диагональные или радиальные трещины, вдоль которых начинают циркулировать гидротермальные растворы и в конце концов образуются линейные зоны гидротермально измененных пород с присущей им метасоматической зональностью. Процесс возникновения трещин может повторяться неоднократно, что приводит к развитию сложных систем метасоматических минеральных зон, накладывающихся друг на друга.

Далее следует обрушение отдельных блоков рудного поля, обусловленное опустошением вулканической камеры в процессе эксплозии. Это приводит к образованию блоков и клиньев гидротермально измененных пород одного типа среди гидротермально измененных пород другого типа. В частности, наблюдаются приподнятые блоки пропилитов, которые залегают среди вторичных кварцитов, занимающих в метасоматической колонке более высокое положение. С другой стороны, отдельные участки вторичных кварцитов, встречающиеся среди пропилитовых полей, могут рассматриваться как блоки, опущенные в связи с тектоническими сбросами.

Картина особенно усложняется в тех случаях, когда гидротермально измененные породы — вторичные кварциты и пропилиты, вследствие замещения отдельных благоприятных горизонтов, отличаются пластообразной формой залежей. Последующие тектонические смещения в этих случаях зачастую приводят в соприкосновение различные по составу пласты гидротермально измененных пород. Подобные взаимоотношения пластов нередко наблюдаются на противоположных стенках саев.

Таким образом, можно различать следующие морфологические типы зональности:

1. Зональность вокруг вулканических центров — некков, жерловин — наиболее четко выраженная.

2. Зональность, связанная с региональными разломами или оперяющими их трещинами. Эта зональность может проявляться либо самостоятельно, либо накладываться на предыдущую.

3. Псевдозональность, обусловленная перемещением отдельных блоков гидротермально измененных пород как по вертикали, так и по горизонтали.

С учетом сделанных выше оговорок переходим к рассмотрению некоторых примеров метасоматической зональности гидротермально измененных пород.

### Горизонтальная зональность

Как нами уже отмечалось, в силу специфики геологической обстановки и недостаточной изученности территории в настоящее время мы располагаем лишь предварительными данными для суждения о типах горизонтальной зональности. Относительно характера вертикальной зональности также можно делать лишь общие заключения на основании естественных разрезов и буровых скважин на юге гор Катутау и в горах Архарлы.

В наиболее общем случае горизонтальная зональность представлена двумя метасоматическими зонами:

1) вторично-кварцитовой — внутренней зоной;
2) пропилитовой — наружной зоной.

Подобная зональность наблюдается и достаточно четко выражена почти на всех без исключения участках развития гидротермально измененных пород. Вместе с тем в составе главным образом внутренней вторичнокварцитовой зоны нередко наблюдается закономерная смена одних фаций вторичных кварцитов другими. Эта смена проявляется либо по мере удаления от центра эруптивной деятельности, либо симметрично относительно тектонических разломов — подводящих каналов для гидротермальных растворов.

Несомненно, что фациальная изменчивость должна проявляться и в пропилитовых породах, однако в настоящее время этот вопрос в силу своей трудоемкости и сложности совершенно не изучен. Основой для его решения, по-видимому, явятся данные разведочного бурения, поскольку вертикальная зональность этого типа в пределах отдельных блоков может быть прослежена более отчетливо.

В связи с этим, учитывая печальный опыт ранее проводимых буровых работ, при которых вопросы зональности гидротермально измененных пород совершенно выпали из поля зрения геологов, и керн был потерян для дальнейшего изучения, необходимо своевременно и детально изучать минералогический и петрохимический состав разрезов, сопровождая это изучение производством спектральных и химических анализов.

В самом предварительном виде типы горизонтальной метасоматической зональности гидротермально измененных пород Южной Джунгарии могут быть представлены в следующей таблице:

| Район и тип зональности | Зональность гидротермально измененных пород от зон действия гидротерм к неизмененным породам |
|---|---|
| Ащибастау | ал, кл, пр, андезиты |
| Массив «Скорпион» | кв, кл, ал-кл, трахилипариты |
| Кызылчеку | кв, ал-кл кл-яр, пр, андезиты |
| Архарлы Зап. | кв, ал, ал-кл, пр, андезиты |
| Архарлы Вост. | кв, ал-кл, кл, пр, андезиты |
| Архарлы Центр. | кв, кв-кл, пр, липариты |
| Архарлы Вост. Дальний | кв, пр, андезиты |

### Зональность ащибастауского типа

Район Ащибастау, к которому относится значительная часть гидротермально измененных пород (вторичных кварцитов и пропилитов) в юго-восточной части гор Катутау, отличается весьма сложным геологическим строением. Развитая здесь вулканогенно-осадочная кузгунская свита ($P_2$), представленная кислыми эффузивами, пирокластами, песчаниками, а также горизонтами андезитов, подверглась избирательному метасоматозу, связанному с деятельностью многочисленных вулканических центров.

Позднейшая тектоническая и вулкано-тектоническая деятельность привела к образованию как отдельных кальдер обрушения, так и многочисленных блоков, переместившихся друг относительно друга и чрезвычайно усложнивших расшифровку некогда более простой метасоматической зональности.

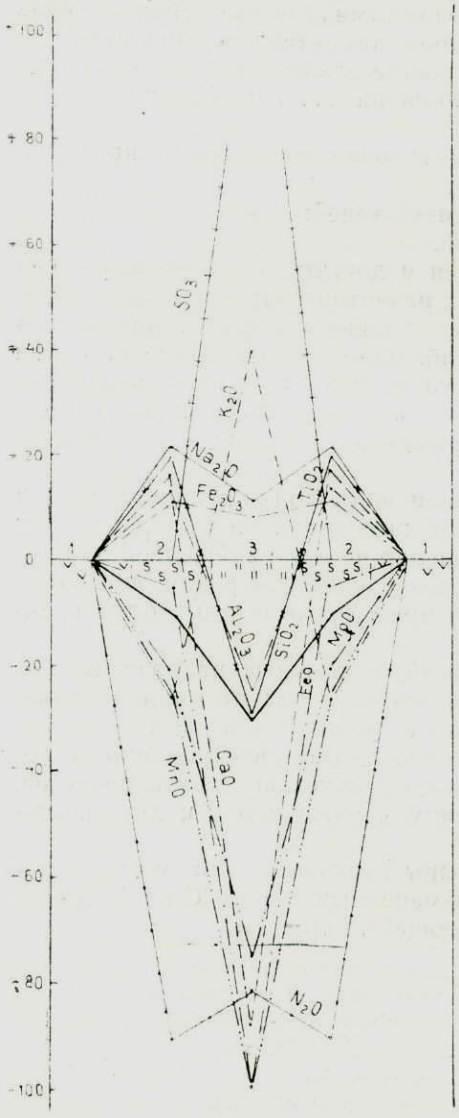



**Рис. VI—8. Вариационная диаграмма «привнос — вынос» при метасоматической зональности ащибастауского типа (к табл. VI—1).**

1 — андезиты; 2 — пропилиты; 3 — алунито-каолинитовые вторичные кварциты

В настоящее время в пределах обширного массива гидротермально измененных пород выделяются алунито-каолинитовые вторичные кварциты, занимающие центральную часть массива, особенно отчетливо выраженные в пределах участка «Старой штольни» и пропилиты, развитые как на периферии, так и в виде отдельных блоков и клиньев среди вторичных кварцитов. Вторичные кварциты, как было отмечено, относятся к кварцево-каолинито-алунитовой фации. Однако каолинит (диккит), как правило, значительно преобладает над алунитом и, таким образом, в ряде случаев можно говорить о каолинитовом или кварцево-каолинитовом типе вторичных кварцитов.

Химизм превращения исходных пород при зональности ащибастауского типа представлен на вариационной диаграмме «привнос-вынос» (рис. VI—8, табл. VI—1). Рассматривая эту диаграмму, видим, что при возникновении центральной каолинито-алунитовой зоны из неизмененных андезитов происходил вынос $SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$, CaO, FeO, MnO, $H_2O$. Одновременно привносились $K_2O$, $SO_3$, $Na_2O$, $Fe_2O_3$. Таким образом, происходил частичный вынос почти всех петрогенных элементов за исключением щелочей и железа. Кремний при этом проявлял бо́льшую активность, чем алюминий.

При образовании пропилитовой зоны происходил также вынос большинства петрогенных элементов и вместе с тем привнос по сравнению с неизмененными породами алюминия, титана. Наибольшую инертность при образовании этой зоны проявил калий.

### Зональность типа «Скорпион»

Поле гидротермально измененных пород «Скорпион» пространственно и генетически связано с субвулканическими штоками и дайками фельзит-порфиров и плагиосиенит-порфиров. Вместе с тем, в пре-

Таблица VI—1

**Изменение андезитов при зональности Ащибастауского типа**

| Компоненты | Весовые % | | | Количество в г на 100 см³ | | | Привнос — вынос | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | неизменен. андезиты | пропилитиз. андезиты | каолинито-алунитвт. кварц. | | | | абсолютная разница, г | | относительная разница, % | | |
| $SiO_2$ | 55,87 | 52,67 | 58,63 | 150,8 | 134,3 | 105,5 | —16,5 | —45,3 | 0 | 11,0 | 31,0 |
| $TiO_2$ | 0,73 | 0,96 | 0,77 | 2,00 | 2,4 | 1,4 | + 0,4 | — 0,6 | 0 | 20,0 | 30,0 |
| $Al_2O_3$ | 17,00 | 20,34 | 19,37 | 45,9 | 51,9 | 34,2 | + 0,6 | —11,7 | 0 | 13,1 | 25,5 |
| $Fe_2O_3$ | 3,81 | 4,56 | 6,12 | 10,3 | 11,6 | 11,1 | + 1,3 | + 08 | 0 | 11,0 | 7,8 |
| FeO | 4,17 | 4,20 | — | 11,3 | 10,7 | — | — 0,6 | —11,3 | 0 | 5,3 | 100,0 |
| MnO | 0,14 | 0,20 | — | 0,4 | 0,5 | — | + 0,1 | — 0,4 | 0 | 25,0 | 100,0 |
| MgO | 3,75 | 3,15 | 1,35 | 10,1 | 10,1 | 8,0 | — 2,1 | — 7,7 | 0 | 20,8 | 76,4 |
| CaO | 7,26 | 8,95 | 1,15 | 19,6 | 22,8 | 2,3 | + 3,2 | —17,3 | 0 | 16,4 | 88,3 |
| $Na_2O$ | 2,71 | 3,45 | 4,52 | 7,3 | 8,8 | 8,1 | + 1,5 | + 0,8 | 0 | 20,6 | 10,9 |
| $K_2O$ | 0,86 | 1,15 | 1,80 | 2,3 | 2,9 | 3,2 | + 0,6 | + 0,9 | 0 | — | — |
| $H_2O$ | 8,70 | 0,37 | 0,98 | 10,0 | 0,9 | 1,8 | — 9,1 | — 8,2 | 0 | 91,0 | 82,0 |
| $SO_3$ | — | — | 5,31 | — | — | 9,5 | — | + 9,5 | 0 | — | — |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | | | | | | | | |
| Объемный вес | 2,70 | 2,55 | 1,88 | | | | | | | | |

делах поля наблюдаются разломы субширотного направления, вдоль которых породы подверглись особенно интенсивной гидротермальной переработке. В связи с отмеченными тектоническими нарушениями и наблюдается зональность данного типа.

Непосредственное вдоль тектонического нарушения, обозначенного на местности полосами и линзами тектонических брекчий, залеченных кварцем, протягиваются узкие гребешки весьма устойчивых к процессам выветривания монокварцитов белого или охристо-желтого цвета с многочисленными пустотами выщелачивания и примазками сульфидов. По обе стороны от монокварцитового гребня залегают существенно каолинитовые вторичные кварциты, которые несколько дальше от гребня сменяются вторичными кварцитами, в которых, наряду с каолинитом, существенную роль играет алунит. Далее кварциты переходят в слабо измененные пепельно-серые трахилипаритовые игниспумиты кузгунской свиты ($P_2$). Пропилиты в составе гидротермально измененных пород данного массива отсутствуют.

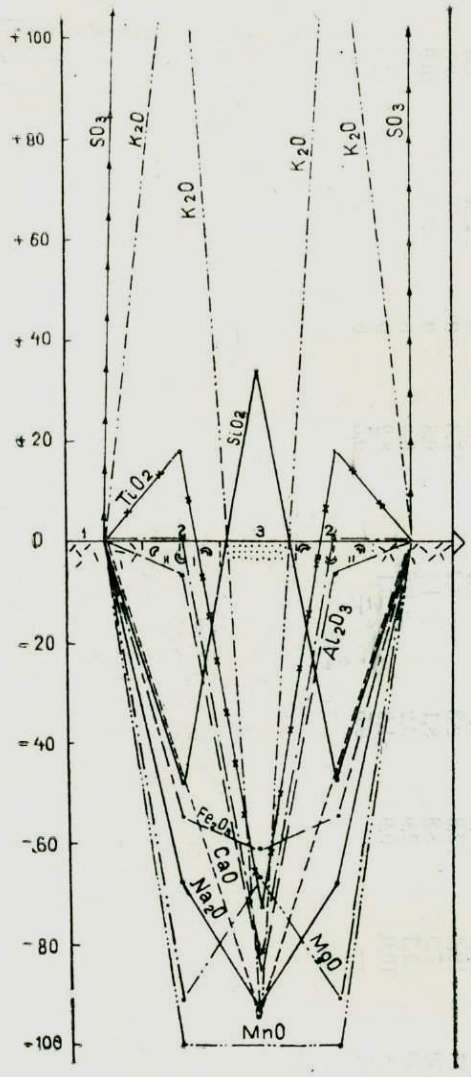



**Рис. VI—9. Вариационная диаграмма «привнос — вынос» при метасоматической зональности типа «Скорпион» (к таблице VI — 2).**

1 — трахилипариты; 2 — каолинито-алунитовые вторичные кварциты; 3 — монокварциты

Химизм процесса при возникновении зональности данного типа представлен на соответствующей вариационной диаграмме (рис. VI—9, табл. VI—2). На диаграмме видно, что при образовании монокварцитов происходит заметный привнос кремнезема и вынос всех остальных петрогенных элементов. При образовании каолинито-алунитовых вторичных кварцитов наблюдается вынос всех петрогенных элементов. При этом появляется относительная инертность алюминия по сравнению с другими компонентами. Происходит привнос $SO_3$.

### Зональность кызылчекинского типа

В пределах Кызылчекинского поля, как уже отмечалось, наиболее отчетливо проявляется зональность гидротермально измененных пород вдоль отдельных тектонических зон нарушений преимущественно субширотного направления. Весьма отчетливо выражены зоны монокварцитов, сменяющиеся зонами алунито-каолинитовых вторичных кварци-

Таблица VI—2

**Изменение трахилипаритов при зональности типа (Скорпион»**

| Компоненты | Вес, % | | | Количество в г на 100 см³ | | | Привнос — вынос | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | неизменен. трахилипариты | каолинит-алунитовые втор. кварциты | моно-кварциты | | | | абсолютная разница, г | | относительная разница, % | | |
| $SiO_2$ | 68,23 | 50,18 | 94,73 | 177,4 | 92,8 | 236,8 | —84,6 | +59,4 | 0 | 47,7 | 33,5 |
| $TiO_2$ | 0,42 | 0,71 | 0,12 | 1,1 | 1,3 | 0,3 | + 0,2 | — 0,8 | 0 | 18,2 | 72,7 |
| $Al_2O_3$ | 14,50 | 19,25 | 2,18 | 37,7 | 35,6 | 5,5 | — 2,1 | —32,2 | 0 | 5,6 | 85,4 |
| $Fe_2O_3$ | 2,55 | 1,61 | 1,06 | 6,6 | 3,0 | 2,6 | — 3,6 | — 4,0 | 0 | 54,5 | 60,6 |
| FeO | 0,80 | 0,69 | 0,14 | 2,1 | 2,1 | 0,4 | 0, | — 1,7 | 0 | 0 | 80,9 |
| MnO | 0,87 | — | — | 0,2 | — | — | — | — 0,2 | 0 | 100,0 | 100,0 |
| MgO | 0,92 | 0,13 | 0,30 | 2,4 | 0,2 | 0,8 | — 2,2 | — 1,6 | 0 | 91,7 | 66,7 |
| CaO | 3,68 | 2,78 | 0,25 | 9,6 | 5,1 | 0,6 | — 4,5 | — 9,0 | 0 | 45,9 | 93,7 |
| $Na_2O$ | 4,38 | 2,02 | 0,80 | 11,4 | 3,7 | 0,8 | — 7,7 | —10,6 | 0 | 67,5 | 92,9 |
| $K_2O$ | 4,11 | 15,49 | 0,20 | 10,7 | 28,6 | 0,5 | +17,9 | —10,2 | 0 | 167,3 | 95,3 |
| $SO_3$ | 0,24 | 7,15 | 0,72 | 0,6 | 18,2 | 1,8 | +12,6 | + 1,2 | 0 | 210,0 | 200,0 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | | | | | | | | |
| Объемный вес | 2,60 | 1,85 | 2,50 | | | | | | | | |

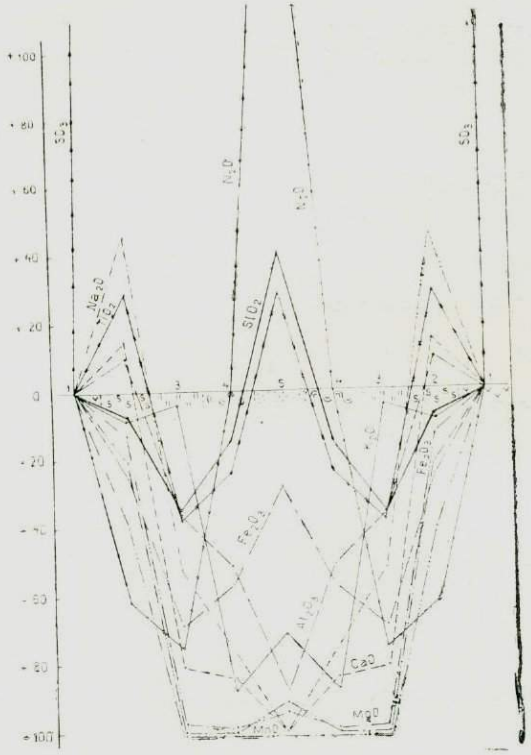


**Рис. VI—10. Вариационная диаграмма «привнос — вынос» при метасоматической зональности кызылчекинского типа** (к таблице VI—3).
1 — андезиты; 2 — пропилиты; 3 — каолинито-яро-зитовые вторичные кварциты; 4 — каолинито-алунитовые вторичные кварциты; 5 — монокварциты

тов, а затем каолинито-ярозитовых вторичных кварцитов. Менее отчетливо наблюдаются переходы вторичных кварцитов в пропилиты.

Химизм процесса образования зональности кызылчекинского типа представлен на вариационной диаграмме (рис. VI—10, табл. VI—3). На диаграмме видно, что при образовании монокварцитов происходит вынос всех петрогенных элементов за исключением кремния, относительное количество которого возрастает. В следующей зоне каолинито-алунитовых вторичных кварцитов происходит вынос всех петрогенных элементов. Такое же положение сохраняется и в следующей зоне каолинито-ярозитовых вторичных кварцитов. Относительное количество алюминия по сравнению с предыдущей зоной несколько уменьшается. В зону пропилитов, связанную переходом с неизмененными андезитами, наблюдается привнос значительного количества элементов, в том числе титана, алюминия и щелочей.

### Зональность архарлинского типа

Архарлинское месторождение, где изучена зональность данного типа, приурочено к одному из многочисленных стратовулканов, выявленных за последнее время в Южной Джунгарии (Фремд, Каменский, 1963; Фремд, Исаева, Каменский, 1964). Стратовулкан картируется в виде крупной линзы, сложенной эффузивно-пирокластическими породами андезитового состава и туфогенно-осадочными образованиями вулканогенно-молассовой формации. Вулканическая постройка сильно разрушена в результате позднейших блоковых перемещений и вулканической деятельности, следы которой сохранились в виде горизонтов игнимбритов, а также многочисленных вулканических пробок — некков преимущественно кислого состава.

В структурном отношении Архарлинское месторождение контролируется системой крупных региональных разломов и оперяющих трещин, сочетающихся с кольцевыми разломами и зонами дробления, развитыми на периферии стратовулкана (Груздев, Яренский, 1964).

Гидротермально измененные породы развиты на нескольких участках, в общем близких по своему геологическому и структурному положению. Центральный и Западный участки представляют собой систему субмеридиональных монокварцитовых жилообразных тел мощностью от нескольких сантиметров до 3—4 м, залегающих среди гидро-

Таблица VI—3

**Изменение андезитов при зональности Кызылчекинского типа**

| Компоненты | Вес, % | | | | | Количество в г на 100 см³ | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | неизмененные андезиты | пропилитизированные андезиты | каолинито-яровитовые вторичн. кварц. | каолинито-алунитовые вторичн. кварциты | монокварциты | | | | | |
| $SiO_2$ | 55,70 | 52,99 | 49,70 | 68,52 | 84,77 | 144,8 | 135,1 | 93,4 | 123,3 | 203,4 |
| $TiO_2$ | 0,83 | 0,98 | 0,69 | 0,92 | 1,13 | 2,1 | 1,5 | 1,3 | 1,6 | 2,7 |
| $Al_2O_3$ | 18,50 | 20,77 | 17,65 | 13,62 | 2,36 | 48,1 | 52,9 | 30,8 | 23,7 | 5,7 |
| $Fe_2O_3$ | 5,60 | 4,27 | 2,38 | 3,48 | 4,48 | 14,6 | 10,9 | 4,5 | 6,3 | 10,5 |
| FeO | 3,53 | 4,11 | — | — | 0,34 | 9,2 | 10,4 | — | — | 0,8 |
| MnO | 0,20 | 0,10 | — | — | — | 0,5 | 0,3 | — | — | — |
| MgO | 3,96 | 3,16 | 0,13 | 0,04 | 0,24 | 10,3 | 8,1 | 0,2 | 0,1 | 0,6 |
| CaO | 7,75 | 9,08 | 2,02 | 1,81 | — | 20,1 | 23,2 | 3,8 | 3,2 | — |
| $Na_2O_3$ | 2,22 | 3,34 | 2,02 | 0,71 | — | 5,8 | 8,5 | 3,8 | 1,4 | — |
| $K_2O_3$ | 0,91 | 0,87 | 1,31 | 0,15 | 0,27 | 2,4 | 2,2 | 2,5 | 0,3 | 0,7 |
| $SO_3$ | — | — | 23,30 | 10,06 | 2,16 | — | — | 43,8 | 18,1 | 5,2 |
| $H_2O$ | 0,80 | 0,32 | 0,81 | 1,16 | 4,35 | 2,1 | 0,8 | 1,5 | 2,1 | 10,4 |
| Объемный вес | 2,60 | 2,55 | 1,88 | 1,80 | 2,40 | | | | | |

Продолжение таблицы VI—3

| Компоненты | Привнос — вынос | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | абсолютная разница, г | | | | Относительная разница, % | | | | |
| $SiO_2$ | —9,7 | —51,4 | —21,5 | +58,6 | 0 | 6,7 | 35,4 | 14,8 | 40,4 |
| $TiO_2$ | —0,6 | — 0,8 | — 0,5 | + 0,6 | 0 | 28,6 | 38,1 | 28,8 | 28,6 |
| $Al_2O_3$ | +4,8 | —17,3 | —24,4 | —42,4 | 0 | 9,9 | 35,9 | 50,7 | 88,1 |
| $Fe_2O_3$ | —3,7 | —10,1 | — 8,3 | — 4,1 | 0 | 25,4 | 69,2 | 56,8 | 28,1 |
| FeO | +1,2 | — 9,2 | — 9,2 | — 8,4 | 0 | 13,0 | 100,0 | 100,0 | 91,3 |
| MnO | —0,2 | — 0,5 | — 0,5 | — 0,5 | 0 | 40,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |
| MgO | —2,2 | —10,1 | —10,2 | — 9,7 | 0 | 21,3 | 98,1 | 99,0 | 94,1 |
| CaO | +3,1 | —16,3 | —16,9 | —20,1 | 0 | 15,4 | 81,1 | 84,1 | 100,0 |
| $Na_2O$ | +2,7 | — 3,0 | — 4,4 | — 5,8 | 0 | 46,5 | 51,7 | 75,8 | 100,0 |
| $K_2O$ | —0,2 | + 0,1 | — 2,1 | — 1,7 | 0 | 8,3 | 4,2 | 87,5 | 70,8 |
| $SO_3$ | 0 | +43,8 | +18,1 | + 5,2 | 0 | — | — | — | — |
| $H_2O$ | —1,8 | — 1,6 | 0 | + 8,3 | 0 | 61,9 | 76,1 | 0 | 385,2 |

термально измененных пород. На восточных участках (1-й и 2-й Восточный, Дальний) развиты монокварцитовые тела и штокверковые зоны, приуроченные к уже отмеченным выше системам линейных и кольцевых разломов.

Вследствие чрезвычайной тонкозернистости гидротермально измененных пород, выделение фаций вторичных кварцитов и пропилитов и изучение их взаимоотношений становится возможным лишь благодаря применению специальной количественной минералого-химической методики, основанной на различной способности к растворению силикатов, алюмосиликатов и сульфатов (в частности алунита, каолинита, серицита и других вторичных минералов) в щелочных средах (Глаголев, Кулькин, 1961). С применением указанной методики были выделены следующие фации вторичных кварцитов: монокварцитовая, алунитовая, каолинитовая, кварцево-серицитовая, кварцево-серицито-алунитовая, кварцево-алунито-каолинитовая, кварцево-каолинито-алунитовая.

Горизонтальная зональность наблюдается на различных участках Архарлинского рудного поля. Представляется возможным наметить 4 типа горизонтальной метасоматической зональности. Первый тип зональности наиболее отчетливо проявляется на Западном участке. Здесь от центра к периферии наблюдаются следующие зоны: монокварциты, алунитовые кварциты, алунито-каолинитовые кварциты, пропилиты, неизмененные породы.

Второй тип горизонтальной зональности проявляется на участке Восточный 1-й. Здесь от центра к периферии прослеживаются следующие зоны: монокварциты, алунито-каолинитовые кварциты; каолинитовые кварциты, пропилиты, неизмененные породы.

Третий тип горизонтальной зональности представлен на Центральном участке. Здесь наблюдаются от центра к периферии монокварциты, кварцево-каолинитовые кварциты, пропилиты, неизмененные породы.

Четвертый тип горизонтальной зональности на участке Восточный Дальний представлен от центра к периферии: монокварциты, пропилиты, неизмененные породы.

По времени возникновения и связи с источниками гидротермальной деятельности необходимо различать гидротермально измененные породы первой и второй фаз.

К породам первой фазы относится большая часть известных на месторождении гидротермально измененных пород, пользующихся широким площадным развитием. Это поля алунитовых, каолинитовых, кварцево-алунито-каолинитовых, серицитовых и других разностей вторичных кварцитов, а также поля пропилитов и пропилитизированных пород. Их возникновение связано с деятельностью кислых вулканических аппаратов, остатки которых мы наблюдаем в виде некков и силлов.

Монокварциты среди пород первой фазы имели, по-видимому, подчиненное развитие лишь вдоль линейных тектонических зон и в настоящее время почти не сохранились, поскольку они были смяты и передроблены, а затем и переработаны новыми порциями гидротермальных растворов.

К гидротермально измененным породам второй фазы достаточно определенно можно относить лишь монокварциты, приуроченные к узким линейным зонам дробления. Возникновение этих кварцитов связано, по-видимому, с активизацией тектонических движений, подновлением трещин и гидротермальной деятельностью молодых андезито-базальтовых вулканов.

### Вертикальная зональность

Вертикальная зональность наиболее отчетливо наблюдается на Архарлинском месторождении (Исаева, 1968). Здесь зафиксировано 5 зон гидротермально измененных пород (сверху вниз): алунитовая с содержанием алунита от 30 до 50%, мощность зоны около 6 метров; алунито-серицитовая с содержанием алунита 15—20% и серицита до 30%. Мощность зоны порядка 35—50 м; алунито-каолинитовая с содержанием алунита 5—10%, мощность зоны около 30%; каолинитовая с содержанием алунита не более 5%. Мощность зоны порядка 40 м; пропилитовая, представленная хлорито-эпидото-карбонатными пропилитами с пиритом или без него.

## ГЕНЕЗИС

Гипотеза об образовании вторичных кварцитов и пропилитов в результате фумарольно-сольфатарной деятельности вулканов, высказанная впервые Н. И. Наковником (1944), получила дальнейшее развитие и фактическое обоснование в связи с исследованиями мезокайнозойского и современного вулканизма на востоке СССР. В настоящее время можно достаточно обоснованно говорить не только о принципиальной схеме и последовательности формирования фаций гидротермально измененных пород, но и объяснить детали процесса в зависимости от факторов глубинности, состава и насыщенности растворов и т. п.

Исходя из схемы, детально разработанной С. И. Набоко (1958), представляется возможным выделить в Южной Джунгарии 3 типа гидротермально измененных пород, образование которых обусловлено в первую очередь различной кислотностью и концентрацией растворов.

### Преобразование пород под воздействием кислых сернистых растворов

Под воздействием кислых сернистых растворов происходило интенсивное выщелачивание и вынос большинства петрогенных элементов. При продолжительности и достаточной интенсивности процессов и при других благоприятных условиях происходил полный вынос всех компонентов и образование монокремниевой породы — опалолита. Впоследствии в течение длительного геологического времени происходила дегидратация и раскристаллизация кремнезема и превращение его в скопления халцедона и кварца, т. е. в монокварциты.

Образование монокварцитов, по нашим наблюдениям, происходило как за счет кислых, так и за счет основных пород, что иллюстрируется соответствующими диаграммами (рис. VI—8, 9).

Сравнение диаграмм, отражающих преобразование различных горных пород нашего района в монокварциты, с диаграммами, отражающими образование современных опалолитов на Камчатке (Набоко, 1958) свидетельствует о большом сходстве процесса.

Вместе с тем необходимо отметить, что чистые линии мономинеральных пород (опалолиты-монокварциты, алунитовые и каолинитовые фации) встречаются достаточно редко. Значительно чаще мы имеем дело с промежуточными, переходными или смешанными фациями, в которых ход метасоматического процесса на вариационных диаграммах отражается менее отчетливо.

### Преобразование пород под воздействием слабокислых сернистых растворов

Данный тип метасоматических преобразований возникает при относительно слабой концентрации в растворах сероводородов и серни-

стого газа. В результате гидротермальной переработки такими слабо концентрированными растворами разнообразных вулканических пород возникают глинистые существенно каолинитовые разности вторичных кварцитов. Замещению каолинитом, как показали наши микроскопические наблюдения, в первую очередь подвергаются вкрапленники полевых шпатов, во вторую очередь — основная масса породы. Кремнезем, образующийся при разложении полевых шпатов и других алюмосиликатов, частично выносится из породы, а частично остается в виде вторичного кварцита. Химизм данного процесса как для липаритов и трахилипаритов, так и для андезитов имеет сходный характер. Он также иллюстрируется уже рассмотренными выше вариационными диаграммами.

### Преобразование пород под воздействием концентрированных сернистых растворов

Данный процесс редко проходит в чистом виде с начала до конца, т. е. от свежих неизмененных пород к алунитовым вторичным кварцитам. Значительно чаще мы наблюдаем наложение процесса алунитизации на ранее измененные — окварцованные и каолинизированные породы. Как правило, под микроскопом можно наблюдать, как алунит развивается по ранее образованному каолиниту и нередко замещает последний. Нередко алунит замещает каолинит, который, в свою очередь, заместил вкрапленники полевого шпата. С другой стороны, наблюдаются тонкочешуйчатые скопления алунита, развивающегося в виде отдельных пятен по основной кварцево-каолинитовой массе.

Процесс алунитизации, как видно на вариационных диаграммах, одинаково протекает при изменении как кислых, так и основных пород. Примерно такой же ход процесса, как это видно по исследованиям С. И. Набоко (1958), наблюдается в условиях современного вулканизма на Камчатке.

Таким образом, все разнообразие типов гидротермально измененных пород Южной Джунгарии, связанных с пермскими вулканическими центрами, а также изменение этих пород в пространстве и времени следует рассматривать в связи с деятельностью сольфатар и гидросольфатар, последовательно меняющих свой состав, кислотность и концентрацию в процессе выделения и взаимодействия с окружающими породами.

Почти полное отсутствие высокоглиноземистых внутренних (корундо-андалузитовых) фаций кварцитов указывает на слабое или кратковременное проявление стадий высокотемпературного галоидного метасоматоза. Вместе с тем, очевидно, что газогидротермы этой стадии отличались высокой концентрацией бороводородов, обусловивших значительную концентрацию турмалина.

Следующая затем стадия, связанная с деятельностью слабокислых или слабощелочных сульфатных гидротерм, наступившая в результате охлаждения растворов и падения активности галоидных растворов, привлекла к образованию на некоторой глубине от поверхности пропилитов, выше сменяющихся низкотемпературными типами вторичных кварцитов.

Вблизи поверхности, в зоне обилия кислорода, в результате окисления сернистых газов возникали кислые сернокислые растворы (pH—3), выщелачивающие из пород все элементы, за исключением кремния и титана, и перерождавшие их, таким образом, в существенно кремнистые породы или опалолиты. Последние в результате дегидратации преобразовались в халцедон и кварц.

На более глубоких горизонтах в связи с недостаточным количеством свободного кислорода, возникали слабокислые сернокислые растворы (pH—5-6), обусловившие образование глинистых, существенно

каолинитовых типов вторичных кварцитов. Слабокислые растворы возникали также и по мере удаления от газопроводящих каналов в результате нейтрализации кислых растворов при взаимодействии их с породами.

В случае значительной концентрации сернистых газов, поступавших на определенных этапах вулканической деятельности, возникали сернокислые растворы высокой концентрации, перерождавшие породы в алуниты. При этом щелочные металлы не выносились из пород, а связывались с алюминием в основной не растворимый в воде сульфат — алунит.

Приведенные выше представления об условиях образования гидротермально измененных пород Южной Джунгарии в связи с фумарольно-сольфатарной деятельностью пермских, возможно мезо-кайнозойских вулканов, находят себе полное подтверждение в данных по третичному и современному вулканизму и гидротермально измененным породам Камчатско-Курильской дуги и других районов проявления кайнозойского и современного вулканизма. Особое внимание привлекает к себе тот факт, что в этих районах всюду отмечается переход с глубиной безрудных вторичных кварцитов в зоны оруденелых пропилитов. В свете этих данных изучение глубинных зон гидротермально измененных пород представляет в Южной Джунгарии значительный интерес.

Таким образом, наиболее характерными особенностями формации гидротермально измененных пород Южной Джунгарии являются: молодой пермо-триасовый возраст; преобладание низкотемпературных, существенно каолинито-алунитовых фаций и отсутствие высокотемпературных андалузито-корундовых фаций; значительное развитие пропилитовых фаций, в составе которых наряду с низкотемпературными минералами — хлоритом, кальцитом, отчасти альбитом, встречаются такие среднетемпературные минералы, как эпидот; небольшой эрозионный срез и отчетливая пространственная связь с пермо-триасовыми вулканическими аппаратами; пластообразный характер залежей вторичных кварцитов и пропилитов, обусловленный избирательным замещением более проницаемых — обычно пирокластических горизонтов; отчетливо выраженная горизонтальная метасоматическая зональность и несколько телескопированная, в виду образования на небольшой глубине и наложения фаций, вертикальная метасоматическая зональность; формирование в приповерхностных, собственно вулканических фумарольно-сольфатарных условиях, в отличие от метасоматитов, возникающих в более глубинных условиях на контактах с субвулканическими интрузиями. Низкотемпературная и своеобразная металлогения (золото-серебряные, медные и полиметаллические руды), тесно связанная с вулканами или контролирующими их структурами.

## ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Эндогенная металлогения на территории Южной Джунгарии, также как и гидротермально измененные породы, пространственно и генетически тесно связана с верхнепалеозойскими вулканами, деятельность которых иногда продолжалась в мезо-кайнозойское время (Фремд, 1960).

Рудопроявления меди, полиметаллов, золота и серебра, обусловленные этой деятельностью, тяготеют к полям и зонам гидротермально измененных пород, возникающих либо вокруг вулканических центров, либо к разломам, контролирующим размещение вулканов.

Рудопроявления меди в связи с гидротермально измененными породами в морфогенетическом отношении можно разделить на два типа: 1) поля гидротермально измененных пород (пропилитов, вторичных

кварцитов) вокруг вулканических центров; 2) зоны метасоматитов вдоль тектонических разломов. Несколько особое место занимают пластообразные залежи типа медистых песчаников.

Поля гидротермально измененных пород, содержащие бедную рассеянную вкрапленность карбонатов и реже вторичных сульфидов меди, встречаются вокруг вулканических центров сравнительно часто, однако они не дают сколько-нибудь заметных промышленных концентраций, поскольку металлоносные вулканические эксгаляции более или менее равномерно распределялись на значительных площадях вне контроля тектонических и литологических факторов. При наличии такого тектонического контроля концентрация меди значительно увеличивается. В этом отношении большой интерес представляют структуры типа кольцевых и полукольцевых фельзитовых даек, экранирующих магматические эксгаляции. Примером такой структуры может служить кольцевая фельзитовая дайка в горах Катутау, окружающая депрессию, в которой на площади 75 000 м$^2$ развиты пропилитизированные андезитовые туфы с медной минерализацией. Выявление и изучение подобных структур на территории Южной Джунгарии представляет, несомненно, теоретический, а, быть может, и практический интерес.

Линейно-вытянутые тектонические зоны с медной минерализацией пользуются широким развитием и в отдельных случаях дают промышленные концентрации меди. Обычно эти зоны приурочены к тектоническим структурам, контролирующим распределение пермских вулканов. Они представлены дроблеными, перетертыми гидротермально измененными туфами и туффитами, чаще всего андезитового состава, заключающими в себе участки тектонической глинки и примазки медной зеленки и вторичных сульфидов. Типичным примером небольшого месторождения этого типа с богатыми рудами является Кузгун в западной части гор Катутау.

Месторождения типа медистых песчаников возникают за счет вулканических эксгаляций, проникающих по тектоническим трещинам в горизонты хорошо проницаемых туфогенных песчаников. Они описаны в горах Архарлы, а в последнее время установлены на юге гор Катутау. Здесь на площади в несколько десятков квадратных километров в зоне разлома, контролирующей размещение ряда вулканов и их некков, развиты мощные толщи красноцветных, иногда косослоистых туфопесчаников и туфоконгломератов с прослоями туффитов и туфов с бедной вкрапленностью и примазками сульфидов и карбонатов меди.

Рудопроявления свинца, по данным металлометрии, представляют широкие ореолы в пределах полей измененных пород, генетически связанных с вулканами. В отдельных зонах вторичных кварцитов зафиксированы высокие (3—5%) содержания свинца. Кроме того, в Южной Джунгарии известны свинцово-цинковые рудопроявления жильного типа, генетически, по-видимому, связанные с вулканической деятельностью.

Золото-серебряное оруденение, представляющее в настоящее время в Южной Джунгарии наибольший промышленный интерес, пространственно и генетически связано с полями и зонами гидротермально измененных пород — вторичных кварцитов и пропилитов, образующих штокверковые зоны, монокварцитовые жилы и метасоматические залежи с более высокими содержаниями золота и серебра.

Примером месторождения этого типа является Архарлинское золото-серебряное месторождение, открытое С. Е. Майриным в 1955 году. Пространственная и генетическая связь этого месторождения с пермским вулканом была выяснена автором в 1957 году (Русаков, Фремд, 1958). Работами К. И. Груздева и Ю. Е. Яренского (1964) в 1961—1962 гг. было установлено серьезное промышленное значение месторож-

дения и подтверждены выводы о его пространственной и генетической связи с пермским вулканом.

В результате продолженных автором детальных исследований Архарлинского месторождения и ряда других золото-серебряных рудопроявлений в Южной Джунгарии (Фремд, Исаева, 1963; Фремд, Исаева, Каменский, 1964) можно сделать заключение о большой перспективности и следующих генетических особенностях этого типа оруденения.

1. Золото-серебряное оруденение в Южной Джунгарии пространственно и генетически связано с полями гидротермально измененных пород, возникших вокруг вулканических центров и региональных разломов, контролирующих размещение вулканов.

2. Высокие концентрации рудных минералов связаны с кварцевыми, кварц-халцедоновыми, кварц-карбонатными и более сложными по составу жилами и штокверковыми зонами, располагающимися в пределах полей гидротермально измененных пород вдоль тектонических и вулкано-тектонических нарушений — сбросов, ограничивающих кальдеры оседания радиальных трещин, кольцевых разломов, генетически связанных с формированием вулканических центров.

3. Рудные тела отличаются сложным составом. Помимо кварца, в строении жил принимают участие халцедон, барит, кальцит, адуляр, хлорит и пр. Рудные минералы, кроме золота и соединений серебра, представлены халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, пиритом и пр.

4. Золото и серебро присутствуют в дисперсном состоянии или находятся в настолько тонком срастании с жильными и рудными минералами, что не всегда определяются в протолочках и даже под микроскопом. Оруденение носит крайне неравномерный, кустовой, «бонанцовый» характер, обусловленный как первичным отложением в открытых полостях близ земной поверхности, так и переотложением нисходящими атмосферными водами.

5. Возникновение золото-серебряной и редкометальной минерализации происходило в несколько этапов:

а) формирование полей вторичных кварцитов и пропилитов с бедной золото-серебряной минерализацией, генетически связанной с более ранними этапами вулканической деятельности;

б) возникновение штокверковых зон и монокварцитовых залежей в связи с более поздней, главным образом послепермской и, вероятно, мезозойской вулканической деятельностью, следы которых сохранились в виде некков риолитов и андезито-базальтов.

Каждый из указанных этапов, несомненно, охватывает большой промежуток времени, связанный с неоднократным подновлением трещин, тектоническими подвижками, брекчированием и поступлением новых порций гидротермальных растворов. Несомненно, большая роль, наряду с ювенильными, принадлежала и атмосферным нисходящим водам, активизирующимся при смешивании с минерализованными восходящими водами.

6. Возникновение более богатой золото-серебряной минерализации происходило на заключительных этапах вулканической деятельности в связи со щелочным характером поствулканических растворов, отлагающих одновременно с рудой полевые шпаты, серицит и другие алюмосиликаты.

7. Все вышеизложенное свидетельствует о том, что золото-серебряное оруденение Южной Джунгарии относится к весьма интересному, но трудно выявляемому эпитермальному близповерхностному типу, широко известному в областях третичной вулканической деятельности Тихоокеанского рудного кольца и Карпатской дуги.

# ЧАСТЬ III

# СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ЧАСТЯМИ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ОБОБЩЕНИЕ ПО ИСТОРИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ПОЯСА В ЦЕЛОМ

## Глава VII

# ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ЗАИЛИЙСКО-КЕТМЕНСКОЙ ЗОНЫ

Палеовулканологические реконструкции охватывают широкий круг вопросов, касающихся внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ, морфологии и структурных особенностей отдельных палеовулканов и целых вулканических районов и размещения их в пространстве и во времени. Палеовулканологические реконструкции дают, таким образом, материал, необходимый для выводов и обобщений по истории вулканической деятельности прошлых геологических эпох и по общим вопросам внутреннего строения и развития Земли.

В соответствии с вышесказанным, главным образом на основе анализа и сопоставления геологических разрезов и геологических карт, нами проведены палеовулканологические реконструкции, позволяющие представить историю верхнепалеозойского вулканизма Джунгаро-Балхашского пояса в целом.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ СВИТ

Вулканогенные образования на территории весьма обширной Заилийско-Кетменской зоны представлены кетменской ($C_1t_{-V_1}$) кунгейской ($C_1v_{2-3}$), далашикской ($C_1п$), джамбаской ($C_{2-3}$) свитами карбона, а также базмайнакской ($P_1$) и есекартканской ($P_2$) свитами перми.

### Кетменская свита

Отложения кетменской свиты по сравнению с другими свитами каменноугольного возраста пользуются наибольшим распространением. Они развиты в пределах всего Кетменского хребта и его предгорий, а также на южном борту Илийской впадины — в пределах северных хребтов Заилийского Алатау.

Приведем ряд разрезов, характеризующих внутреннее строение и фациальную изменчивость кетменской свиты (рис. VII—1 и VII—2).

Для самых западных районов удобней всего рассмотреть разрез в междуречье Каракастек — Чемолган. В Приилийской зоне кетменская свита может быть охарактеризована двумя разрезами: в западной части зоны в горах Бокайдынтау-Сюгаты и на северо-востоке в горах Бала-Богуты и Улькун-Богуты. При сопоставлении этих разрезов отчетливо видна резкая фациальная изменчивость и различная последовательность в залегании вулканогенных пачек различного состава. Так, если разрез в горах Бокайдынтау начинается мощной пачкой андезитов, андезито-базальтов и их туфов, представляющих, по всей вероят-

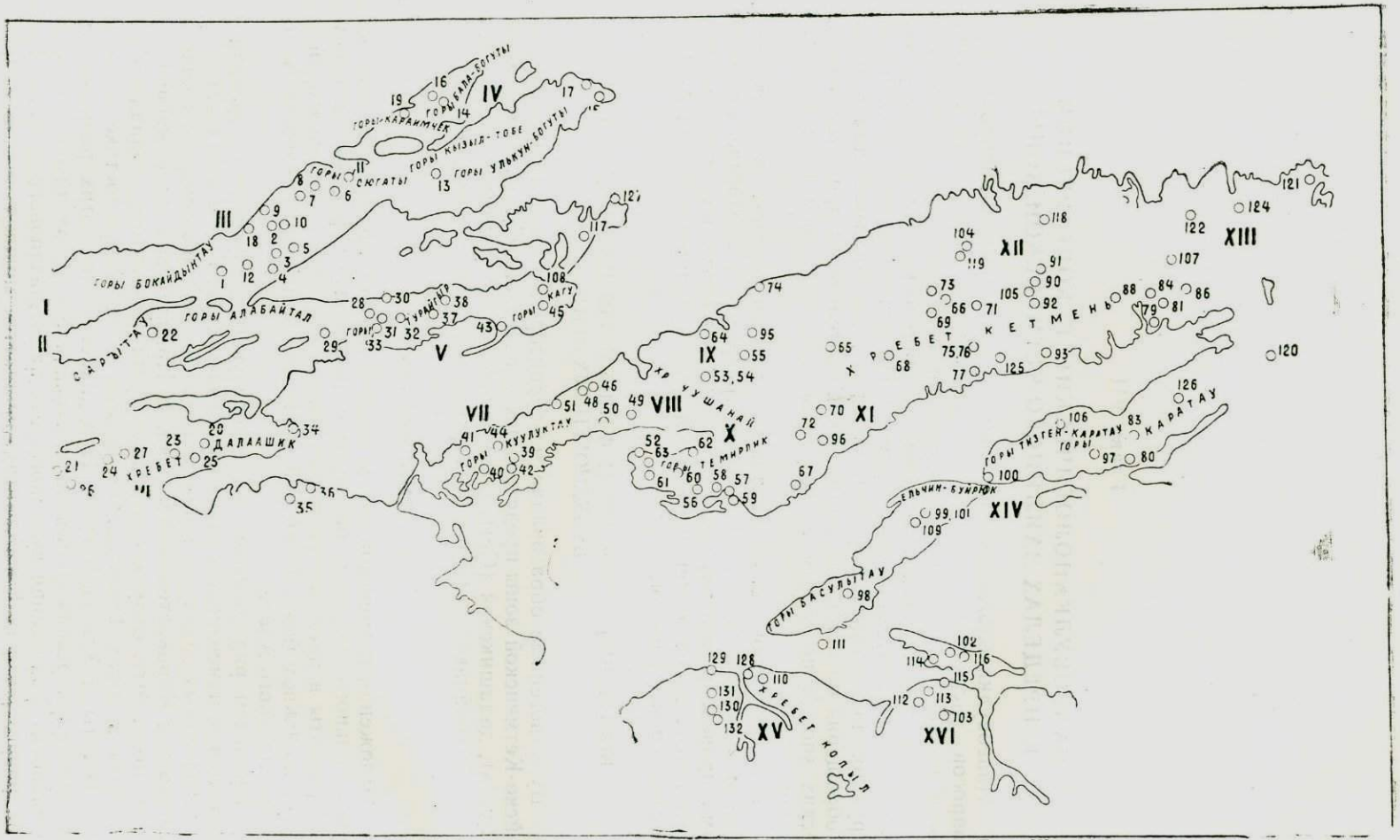



Рис. VII — 1. Схема расположения опорных разрезов Северного Тянь-Шаня

ности, руину крупного стратовулкана, то в горах Бала-Богуты разрез начинается липаритовыми толщами (по последним данным игнимбритами и игниспумитами). Вместе с тем, в восточном районе мощные андезитовые линзы — руины стратовулканов наблюдаются в самых верхах разреза.

Следующая полоса вулканогенных пород кетменской свиты захватывает хребет Далаашик (на западе), горы Турайгыр и Қату (на северо-востоке). Для сравнения внутреннего строения и фациальной изменчивости здесь также приводится два разреза — в г. Далаашик и в горах Турайгыр и Қату.

Сравнение этих разрезов также говорит о большой фациальной изменчивости свиты, исключающей возможность корреляции горизонтов и пачек только по литологическому составу.

Следующие несколько разрезов характеризуют главную полосу развития кетменской свиты в пределах хребта Кетмен и его западных отрогов. Разрезы, описание которых приводится ниже, ясно показывают уже отмеченные особенности внутреннего строения и фациальной изменчивости кетменской свиты.

Наконец, самая южная полоса развития отложений кетменской свиты характеризуется разрезами в горах Басулытау, Таген-Қаратау и Қаратау. В заключение приводится разрез свиты на северных склонах Терскей-Алатау.

В междуречье Қаракастек — Чемолган на размытой поверхности карасайской свиты ($D_2-_3$) залегают отложения кетменской свиты, расчлененные П. А. Сушковым на пять подсвит.

В составе первой (нижней) подсвиты описываются грубообломочные базальные конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются красно-бурыми песчаниками и разногалечными конгломератами с единичными маломощными прослоями диабазовых порфиритов, обычно миндалекаменных. Среди песчаников выделяются полимиктовые, аркозовые и туфогеновые разности, характеризующиеся различной величиной зерен (от тонкозернистых до грубозернистых).

Суммарная мощность подсвиты достигает 1100 м.

Отложения этой подсвиты отделены от остальной части кетменской свиты четко выраженным несогласием и следами размыва, а также резко отличаются по литологическому составу. В соседних районах возраст отложений, подобных отложениям первой подсвиты, устанавливается в пределах верхнего девона — нижнего карбона (см. ниже), поэтому нам кажется целесообразным рассматривать отложения первой подсвиты в качестве самостоятельной свиты.

Вторая подсвита залегает со следами размыва на различных горизонтах первой подсвиты. В строении подсвиты участвуют туфы кислого состава, фельзиты, туфогенные песчаники, туфы дацитов и реже андезитов. Мощность отложений до 140 м.

В основании третьей подсвиты описываются темно-серые андезиты (мощность до 500—600 м), залегающие как на первой, так и на второй подсвитах. Андезиты имеют локальное распространение (так же как и в отложениях второй подсвиты) и известны лишь в районе правого притока р. Узунагач.

Остальную часть подсвиты слагают дациты и их туфы (мощностью около 1100 м), имеющие широкое площадное развитие как в описываемом районе, так и за его пределами. Характерно, что дациты и их туфы налегают не только на темно-серые андезиты, но и на породы верхнего девона — нижнего карбона.

Отложения вышележащей (четвертой) подсвиты представлены амфибол-пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и андезито-базальтами и их туфами мощностью до 225—500 м. Они имеют локальное

развитие и слагают незначительные по площади участки (от 1 до 24 кв. км). Судя по геологической карте, составленной П. А. Сушковым, эти отложения не имеют определенного стратиграфического положения: они залегают на отложениях первой и третьей подсвиты.

Отложения пятой подсвиты, представленные туфами дацитов, переслаивающимися с туфами андезитов (мощность 250—400 м), встречаются совместно с отложениями четвертой подсвиты, образуя (совместно с последними) изометричные тела площадью 6—24 кв. км.

Отложениями пятой подсвиты по П. А. Сушкову заканчивается разрез палеозойских отложений в этом районе.

Как видно из приведенного выше описания, отложения кетменской свиты расчленены П. А. Сушковым на подсвиты по литологическим признакам, но при этом не учитывалась фациальная изменчивость этих пород. Можно предполагать, что поскольку указанные подсвиты не встречаются в едином разрезе, а лишь в отдельных частных разрезах, для выделения их нет достаточных оснований. С учетом вышеизложенного, мощность кетменской свиты в этом районе можно принять равной 1200—1300 м.

В горной группе Бокайдынтау, Тюрежайляу, Сарытау, Сюгаты, на западе территории, по данным В. Г. Севастьянова, П. А. Сушкова и др., кетменская свита имеет следующее строение.

В основании разреза залегает нижняя подсвита кетменской свиты, представленная базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и их лавобрекчиями, реже туфами мощностью до 540 м. Эти отложения пользуются локальным распространением и встречены лишь в г. Сюгаты, близ Сюгатинской интрузии гранитоидов, прорывающей нижние горизонты разреза.

Выше согласно залегают отложения средней подсвиты. К ним относятся липаритовые порфиры, дацитовые порфиры и еще выше слоистые грязно-зеленые альбитофиры, туфы, туфопесчаники, гравелиты, общей мощностью около 1200 м.

К верхней подсвите относятся пепельно-фиолетовые коричневато-фиолетовые, буро-фиолетовые, красно-бурые, розовато-бурые, зеленовато-серые липаритовые порфиры, их туфы и лавобрекчии (реже отмечаются липарито-дацитовые порфиры). Мощность 320—350 м.

Таким образом, в строении кетменской свиты на данном участке существенным развитием пользуются эффузивы и пирокласты кислого состава. Эффузивы и пирокласты среднего и основного состава встречаются в виде отдельных мощных стратифицированных линз, замещающихся по простиранию кислыми вулканогенными породами.

В Приилийском районе, в горах Бала-Богуты, Кызылтобе, Улькун-Богуты кетменская свита, по данным Н. М. Чабдарова (1959), состоит из невыдержанных, замещающих друг друга прослоев туфов и лав кислого состава, реже дацитов и порфиритов.

Суммарная мощность свиты — более 1451 м.

В районе хр. Турайгыр, по П. А. Сушкову, А. М. Беденину, О. В. Бажанову и др., кетменская свита (нижняя подсвита) состоит из чередующихся линз и горизонтов туфов и лав кварцевых порфиров, песчаников, алевролитов, мелкогалечных конгломератов, известняков, общей мощностью до 600 м.

В строении второй подсвиты, залегающей без видимого несогласия на отложениях первой, участвуют однообразные массивные порфириты (от андезито-дацитового и андезитового состава до более основных разностей) и их туфы.

Суммарная мощность отложений второй подсвиты 562 м.

Среди отложений третьей подсвиты, залегающих без видимого несогласия на породах второй подсвиты, описаны чередующиеся линзы и

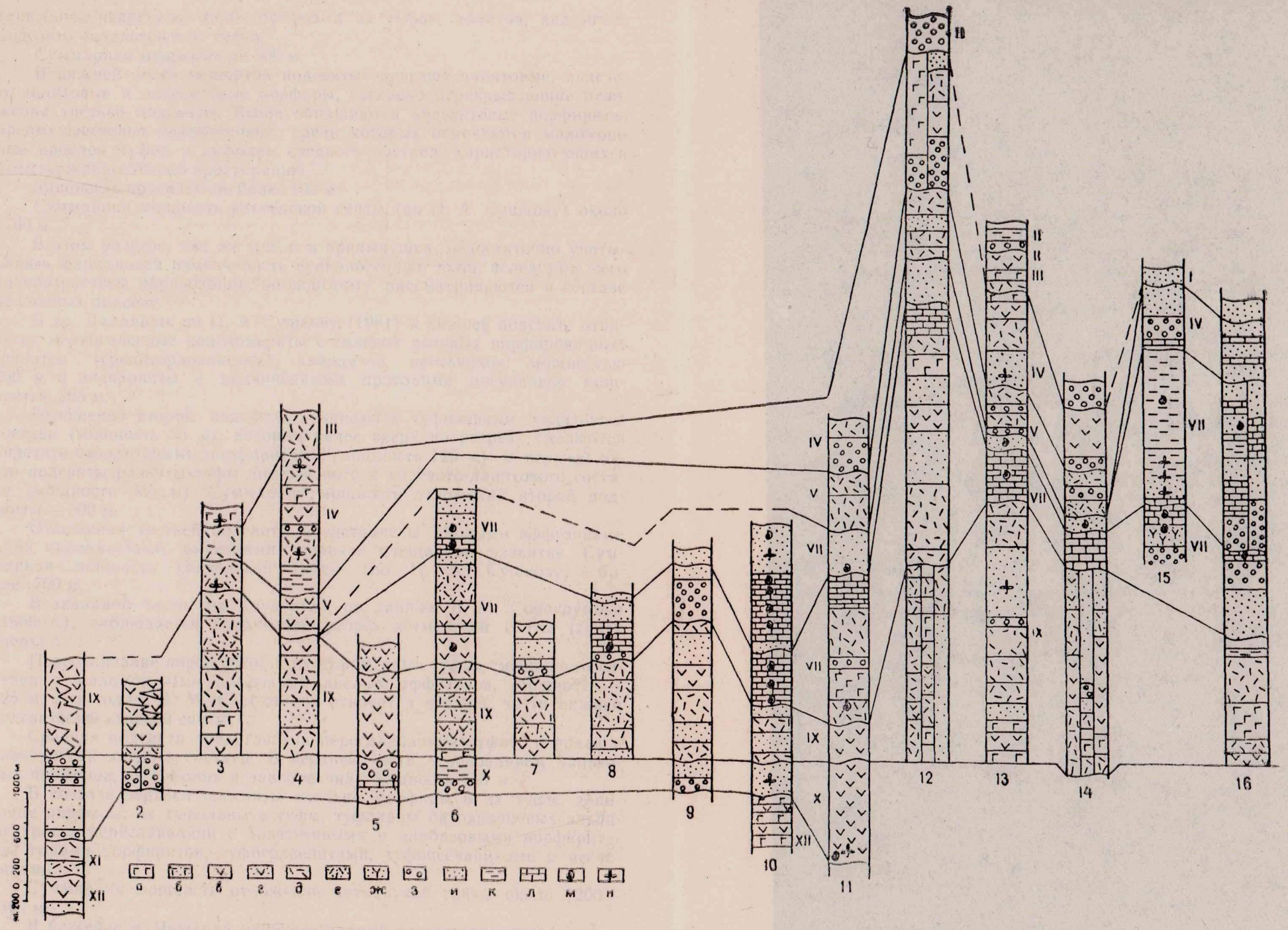



**Рис. VII—2. Схема сопоставления разрезов Северного Тянь-Шаня** (по материалам Б. П. Блинова, П. А. Сушкова, Н. М. Чабдарова и др.).

**Разрезы:** 1 — междуречье Каракастек-Чемолган; 2 — бассейн р. Тургень; 3 — горы Бокайдынтау, Тюрежайляу, Ортатау, Сарытау, Сюгаты; 4 — горы Балабогуты, Кызылтобе, Улькунбогуты; 5 — хр. Турайгыр и г. Кату; 6 — хр. Далаашик; 7 — зап. часть гор Куулуктау; 8 — вост. часть гор Куулактау; 9 — бассейн. р. Чушанай; 10 — г. Темирлик; 11 — зап. часть хр. Кетмень; 12 — центр. часть хр. Кетмень; 13 — вост. часть хр. Кетмень; 14 — г. Басулытау, Ельчик-Буйрюк, Таген-Каратау, Каратау; 15 и 16 — сев. склоны хр. Терской-Алатау. **Свиты:** I — нерасчлененный верхний палеозой; II, III — есекартканская; IV — базмайнакская, V — джамбасская, VI — башкирский ярус среднего карбона; VII — далаашикская; VIII — кунгейская; IX — кетменская, X — коктасская (у других авторов — низы кетменской свиты); XI — карасайская; XII — сугандинская. **Условные знаки:** а — эффузивы основного состава; б — пирокласты основного состава; в — эффузивы среднего состава; г — пирокласты среднего состава; д — эффузивы кислого состава; е — пирокласты кислого состава; ж — пирокласты смешанного состава; з — конгломераты и туфоконгломераты; и — песчаники и туфопесчаники; к — алевролиты и туфоалевролиты; л — известняки; м — места сборов фауны; н — места сборов флоры.

горизонты кварцевых альбитофиров и их туфов, дацитов, андезитов, андезито-базальтов и их туфов.

Суммарная мощность до 500 м.

В нижней части четвертой подсвиты залегают дацитовые, андезито-дацитовые и андезитовые порфиры, согласно перекрывающие отложения третьей подсвиты. Выше обнажаются андезитовые порфириты, преимущественно пироксеновые, среди которых отмечаются маломощные прослои туфов и туфолав среднего состава, характеризующихся невыдержанностью по простиранию.

Мощность подсвиты не более 100 м.

Суммарная мощность кетменской свиты (по П. А. Сушкову) около 1700 м.

В этом разрезе, так же как и в предыдущих, недостаточно учитывалась фациальная изменчивость вулканогенных толщ, вследствие чего одновозрастные образования, по-видимому, рассматриваются в составе различных подсвит.

В хр. Далаашик по П. А. Сушкову (1961) к нижней подсвите относятся мелкогалечные конгломераты с галькой розовых порфировидных гранитов (среднеордовикских), кварцитов, песчаников, мощностью 200 м и алевролиты с подчиненными прослоями песчаников мощностью 265 м.

Отложения второй подсвиты начинаются туфолавами дацитового состава (мощность 15 м), которые далее вверх по разрезу сменяются андезито-базальтовыми порфиритами (мощность 120 м). В верхней части подсвиты развиты туфы андезитового и андезито-дацитового состава (мощность 365 м). Суммарная мощность отложений второй подсвиты — 500 м.

Отложения третьей подсвиты представлены кислыми эффузивами и их пирокластами, имеющими широкое площадное развитие. Суммарная мощность кетменской свиты (по П. А. Сушкову) — более 1700 м.

В западной части гор Куулуктау, по данным В. М. Сорокоумова (1960 г.), наблюдается следующий разрез кетменской свиты (снизу вверх):

Переслаивание порфиритов и их туфов, реже туфов смешанного состава с маломощными покровами кислых эффузивов. Мощность — 225 м. Эту толщу В. М. Сорокоумов относит к верхней части нижней подсвиты кетменской свиты.

Средняя подсвита представлена переслаиванием туфов, туфолав и лавобрекчий кислого состава. В верхней части чередованием дацитовых порфиров, их туфолав и лавобрекчий. Мощность 450 м.

В составе верхней подсвиты описаны порфиры и их туфы, дацитовые порфиры, их туфолавы и туфы; туфолавы базокварцевых альбитофиров в переслаивании с андезитовыми и диабазовыми порфиритами, туфами порфиритов, туфогравелитами, туфопесчаниками и песчаниками.

Суммарная мощность отложений кетменской свиты около 1200—1300 м.

В бассейне р. Чушанай наиболее полный разрез кетменской свиты, по данным В. Б. Рахмана (1958), выглядит следующим образом.

Нижняя подсвита начинается переслаиванием конгломератов с туфопесчаниками и туфогравелитами, реже туфов и туфобрекчий. Мощность пачки — 390 м.

Выше залегает мощная пачка базокварцевых порфиров, лав и туфов кислого состава, чередующихся с прослоями туфопесчаников. Мощность 125 м. На них залегают туфопесчаники с прослоями туфов. Мощность 100 м.

Выше наблюдается переслаивание базокварцевых порфиров, кварцевых порфиров, лав кислого состава с туфами и туфопесчаниками — 422 м. Общая мощность подсвиты более 800 м.

Подсвита залегает на размытой поверхности верхнеордовикских отложений.

В составе средней подсвиты наблюдается:

Переслаивание лав и туфов кислого и среднего состава, мощностью 550 м.

Лавы среднего состава, порфириты, пироксен-плагиоклазовые порфириты с прослоями туфов среднего состава (иногда миндалекаменных) — 400 м.

Конгломератовые песчаники с редкими прослоями туфов и туфопесчаников — 70 м.

Мощность средней подсвиты 558 м.

К верхней подсвите отнесены кварцевые и базокварцевые порфиры, фельзитовые лавобрекчии, лавобрекчии и туфы (кислого состава) с редкими прослоями туфопесчаников — более 500 м.

Суммарная мощность кетменской свиты около 2300 м.

В западной части хр. Кетмен, к западу от перевала Чолак разрез кетменской свиты, по данным В. М. Сорокоумова и О. В. Бажанова, представлен горизонтами и линзами лав и туфов андезитового и дацитового состава, чередующимися с прослойками песчаников, известняков, алевролитов. Суммарная мощность 2200 м.

На востоке хр. Кетмен (восточней перевала Сункор) В. Б. Рахман (1960, 1961) в составе кетменской свиты по литологическим признакам выделил три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Отложения нижней подсвиты отмечены только на трех участках.

В нижней части подсвиты развиты базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы с прослоями полимиктовых песчаников, реже туфов смешанного состава и дацито-андезитовых порфиритов мощностью до 500 м. Выше залегают алевролиты и полимиктовые песчаники мощностью до 125 м.

В составе средней подсвиты описаны туфобрекчии андезитовых порфиритов, массивные и сферолитовые фельзиты, их туфы, дацитовые порфиры, сферолитовые лавы суммарной мощностью до 1100 м.

Среди отложений верхней подсвиты выделено три пачки.

Нижняя часть начинается мелкогалечными конгломератами, конгломерато-брекчиями с линзами и прослоями песчаников и туфо-песчаников мощностью 50—170 м.

Выше залегают туфы андезитовых порфиритов, в отдельных пересечениях с прослоями полимиктовых песчаников, разногалечных конгломератов, реже дацитовых порфиров мощностью 200—295 м. Общая мощность пачки не превышает 370 м.

В основании средней пачки значительное развитие имеют туфопесчаники и полимиктовые песчаники мощностью 390 м. В отдельных пересечениях среди песчаников и туфопесчаников появляются андезитовые и базальтовые порфириты, их туфы, реже дацитовые порфиры. Иногда вулканогенные образования преобладают над терригенными.

В верхней части средней пачки развиты диабазовые порфириты, туфы порфиритов (реже фельзиты и дацитовые порфиры), чередующиеся с туфопесчаниками, реже конгломератами — 288 м.

Общая мощность пачки достигает 700 м.

Отложения верхней пачки представлены по В. Б. Рахману дацитовыми и липаритовыми порфирами и их туфами мощностью до 500 м.

Суммарная мощность верхней подсвиты достигает 1600 м.

Мощность кетменской свиты в целом достигает 3360 м.

В юго-восточной полосе, в горах Басулытау, Ельчик-Буйрюк,

Тзген-Каратау, Каратау, по данным Б. П. Блинова, кетменская свита состоит из чередующихся между собой невыдержанных по простиранию эффузивно-пирокластических образований преимущественно кислого и в меньшей степени среднего состава. Мощность свиты здесь достигает 2600 м.

Ограниченный объем работы не позволяет продолжить описание разрезов. Все они представлены на схеме сопоставления (рис. VII—2).

Рассмотрение разрезов кетменской свиты показывает, что слагающие их вулканогенные продукты отличаются очень большой фациальной изменчивостью. На коротких расстояниях кислые породы замещаются основными и средними, пирокластический или терригенный материал — эффузивным. Даже близко расположенные синхронные разрезы сложены в одних случаях вулканическими продуктами среднего состава, в других — преимущественно кислыми, в третьих — перемежывающимися пачками тех и других. Это, несомненно, свидетельствует о синхронности вулканических образований различного состава, возникающих в результате одновременной деятельности вулканических аппаратов, питающихся магмами из раздельных магматических очагов.

Несмотря на резкую фациальную изменчивость в составе кетменской свиты в общем виде можно различать нижнюю, существенно осадочную часть, среднюю — эффузивно-пирокластическую и верхнюю — эффузивно-осадочную. Однако в пределах времени формирования кетменской свиты процессы накопления вулканогенно-терригенных пород, среди которых, несомненно, большую роль играют вулканогенные молассы, синхронны интенсивным вулканическим извержениям, сопровождавшимся образованием мощных эффузивно-пирокластических толщ.

### Кунгейская свита

Отложения кунгейской свиты развиты главным образом в Кетменском хребте и его западных отрогах, а также отчасти в Кокджарском районе. Приведенные разрезы (рис. VII—2) дают представление о внутреннем строении, фациальной изменчивости и условиях формирования свиты.

В хр. Далаашик, по данным П. А. Сушкова (1961), на эффузивах дацитового состава кетменской свиты без видимого несогласия залегают отложения кунгейской свиты, среди которых описаны:

Порфириты и туфы порфиритов часто миндалекаменные, чередующиеся с алевролитами, известковистыми алевролитами, известняками, реже туфопесчаниками. Отдельные горизонты известняков и алевролитов содержат остатки брахиопод. Эти породы и образуют нижнюю подсвиту мощностью до 850 м.

Верхняя подсвита представлена переслаиванием эффузивов и туфов как кислого, так и основного состава с полимиктовыми песчаниками, алевролитами, известняками, нередко с остатками брахиопод. Суммарная мощность подсвиты 600 м, а свиты в целом более 1500 м.

В восточной части гор Куулуктау А. А. Бербец (1959) выделяет три подсвиты кунгейской свиты.

К нижней подсвите отнесены бурые туфоконгломераты с галькой пород кетменской свиты. Цемент туфогенно-песчанистый. Сортировка материала отсутствует. Среди конгломератов встречаются линзы гравелитов и разнозернистых туфогенных песчаников.

В составе средней подсвиты описаны известняки, песчанистые известняки, известковистые песчаники и песчаники с обильной фауной брахиопод — 120—150 м.

К верхней подсвите отнесены известняки, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками, песчаниками, конгломератами, конгломе-

рато-брекчиями, брекчиями; встречаются редкие прослои базо-кварцевых порфиров, порфиритов, порфиров, реже туфов и лавобрекчий (состав их не указывается) — 395 м.

В самой верхней части подсвиты развиты известняки в переслаивании с брекчиями; реже встречаются песчаники и конгломераты — 74 м. Мощность подсвиты — 469 м.

Суммарная мощность кунгейской свиты более 800 м.

В западной части хр. Кетмень в составе кунгейской свиты В. М. Сорокоумов выделяет четыре подсвиты (снизу вверх):

Бурую туфогенно-эффузивную.

Лиловую туфогенно-осадочную.

Бирюзовую туфогенно-осадочную.

Известняковую.

Разрез первой (нижней) подсвиты имеет следующий вид:

Переслаивание туфолав, агломератовых и сферолитовых лав кислого состава, кварцевых порфиров, реже андезитовых порфиритов и их туфов, дацитовых порфиров — 255 м.

Известняки с фауной кораллов и фораминифер — 10 м.

Буровато-коричневые туфолавы кварцевых порфиров — 55 м.

Общая мощность подсвиты — 320 м.

В основании второй подсвиты залегают базальтовые порфириты — более 400 м. Выше них описаны:

Переслаивание туфоконгломератов с базальтовыми порфиритами — 40 м.

Чередование туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, реже туфов смешанного состава — 260 м.

Базальтовые порфириты и туфолавы андезито-базальтового состава с прослоями туфоалевролитов между ними — 25 м.

Дацитовые порфиры и их туфы с маломощным (0,5) прослоем андезитовых порфиритов — 80 м.

Туфы основного состава с маломощными прослоями туфоалевролитов — 55 м. Суммарная мощность подсвиты более 860 м.

В основании третьей подсвиты описаны туфопесчаники, туфы кислого состава, пепловые туфы; в верхней части пачки — горизонт известняков с фауной брахиопод (мощность 5 м) — 205 м.

Верхняя часть третьей подсвиты представлена переслаиванием туфопесчаников с андезитовыми и базальтовыми миндалекаменными порфиритами — 90 м. Мощность подсвиты — 295 м.

В строении самой верхней (четвертой) подсвиты принимают участие массивные грубослоистые, реже плитчатые известняки мощностью от 200 до 900 метров.

Для центральной части хр. Кетмень также, как и для западной, В. М. Сорокоумов выделяет те же четыре подсвиты кунгейской свиты.

Разрез первой подсвиты представлен в следующем виде (снизу вверх):

В основании разреза залегают кварцевые липаритовые и дацитовые порфиры и их туфы. Мощность — 450 м.

Выше залегают туфы андезитовых порфиритов, мощностью 60 м.

Дацитовые порфириты, мощность — 200 м.

Туфы андезита, мощность — 60 м.

Кварцевые порфириты и их туфы, мощность — 560 м.

Общая мощность подсвиты составляет 1330 м.

При этом весьма вероятно, что мощность отложений завышена за счет включения в состав подсвиты жерловой фации.

В составе второй подсвиты описаны (снизу вверх):

Переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов, туфов кислого и смешанного состава, мощность — 260 м.

Чередование андезитовых порфиритов и их туфов с туфолавами и туфами дацитовых и липаритовых порфиров — 320 метров.

Туфоконгломераты, вверх по разрезу переходящие в туфопесчаники, — 175 м.

Переслаивание игнимбритов дацитового состава, базальтовых порфиритов и их туфов, туфов дацитового состава — 125 м.

Общая мощность подсвиты — 1280 м.

В строении третьей подсвиты принимают участие (снизу вверх):

Переслаивающиеся песчаники и известняки с фауной брахиопод — 140 метров.

Базальтовые порфириты — 250 м.

Флюидальные лавы дацитового состава — 190 м.

Кварцевые порфиры — 50 м.

Мощность подсвиты — 630 м.

Четвертая (известняковая) подсвита представлена массивными грубослоистыми, реже плитчатыми известняками мощностью 200—900 м.

Суммарная мощность кунгейской свиты, по В. М. Сорокоумову, колеблется от 840 до 4140 м.

В восточной части хр. Кетмень разрез кунгейской свиты, по данным Б. П. Блинова, имеет следующий вид (снизу вверх):

Слоистые гравелиты, вверх по разрезу переходящие в полимиктовые песчаники, переслаивание полимиктовых песчаников и известняков. Мощность около 100 м.

Известняки иногда с фауной — 550 м.

Мощность свиты по разрезу около 660 м.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о некотором изменении в характере вулканической деятельности в кунгейскую эпоху. Это выразилось в ослаблении эксплозий и развитии вулканогенно-молассовых образований, накапливавшихся в прибрежной части вулканических архипелагов. На бóльших глубинах формировались также вулканогенно-карбонатные толщи и, наконец, известняки с визейской фауной.

В горах Куулуктау В. М. Сорокоумов (1960) приводит следующий разрез кунгейских отложений, среди которых в значительном количестве также присутствуют вулканогенные молассы (снизу вверх):

Бурые конгломераты на туфовом цементе с прослоями песчаников, выше известняки с прослоями песчанистых известняков и известковистых песчаников, мощность — 250 м.

Конгломераты на туфовом цементе, песчаники, известняки, кварцевые порфиры, диабазовые порфириты, туфы и туфобрекчии смешанного состава, туфопесчаники, туфогравелиты, мощность — 430 м.

К северу фации вулканогенных моласс замещаются терригенно-карбонатными породами с визейской фауной, отмеченными Н. М. Чабдаровым (1961) в пределах Тур-Айгырского хребта.

На северных склонах Кетмейского хребта кунгейская свита, по данным Б. П. Блинова, представлена уже, главным образом, различными известняками. Известняковый состав кунгейской свиты приводится им по р. Б. Кетменьсай, где мощность свиты по разрезу составляет 660 м. В горах Каратау, на северных склонах, кунгейская свита имеет также известняковый состав. Мощность свиты определяется в 570 м. То же самое происходит и на юге Кетменской подзоны, в областях сопряжения с Кокджарской. Наряду с известняками в Кокджарской под-

зоне значительным развитием пользуются вулканогенные молассы, к которым, по-видимому, надо отнести мощные горизонты туфогравелитов и туфоконгломератов, выделенные П. Ф. Семеновым в разрезах по Копильскому хребту и др. разрезах.

В составе разрезов, сложенных преимущественно известняками и вулканогенными молассами, всегда в том или ином количестве выделяются прослои эффузивно-пирокластических образований различного состава, свидетельствующих о существовании действующих вулканических центров.

Маломощные прослои пепловых туфов, дацитов, порфиров, андезитовых порфиров выделяются в ряде случаев В. М. Сорокоумовым (1960) среди терригенно-карбонатных отложений на территории Кетменского хребта. Н. М. Чабдаров (1962) указывает на миндалекаменные пироксеновые порфириты в составе кунгейской свиты на севере Кунгейского хребта и т. д.

Действительно, анализ фактического материала позволяет утверждать, что одновременно с разрушением многочисленных вулканических построек кетменского века некоторые вулканы продолжают активную деятельность и в кунгейское время фиксируются не только отмеченными повсеместно маломощными прослоями эффузивов и пирокластов, но и участием в стратиграфических разрезах довольно мощных пачек эффузивно-пирокластических образований, а также выявленными в области нижнекаменно-угольного активного вулканизма следами кунгейских вулканических аппаратов.

### Далаашикская свита

Отложения далаашикской свиты формируются в тех же условиях, которые характерны для визейского времени и представлены, главным образом, терригенно-карбонатными и карбонатными фациями, палеонтологически охарактеризованными намюрской фауной. Области их распространения пространственно совпадают с участками развития визейских отложений и свидетельствуют о расширении водных бассейнов, в пределах которых отлагается терригенный материал — алевролиты, песчаники, гравелиты, и образуются известняки. Мощность далаашикской свиты по данным геологических съемок колеблется от 1800 м на севере Кетмейской подзоны до 2200 м — на юге подзоны (Б. К. Кораблев, 1958; Б. П. Блинов, 1959 и др.).

Область активного вулканизма в намюре еще более суживается и ограничивается районом действия вулканических аппаратов, оставшихся от визейского времени в западной части Кетменского хребта. Однако, если в визейское время вулканы живут активной жизнью и извергают на поверхность значительное количество эффузивно-пирокластических продуктов, то в намюре их деятельность выражается, главным образом, эксплозивными выбросами пирокластического материала, преимущественно кислого состава, представленного чаще всего пепловыми туфами. Пепловые туфы описаны В. Б. Рахманом (1961) и Б. К. Кораблевым (1957) в основании далаашикской свиты по ряду разрезов, где они слагают отдельные горизонты, переслаивающиеся с алевролитами, песчаниками, известняками и вулканогенными молассами.

К последним, по-видимому, следует отнести породы, описанные в разрезах как туфогравелиты и туфоконгломераты. Кроме того, по р. Комирчи в составе далаашикской свиты, которая представлена здесь также как и в большинстве других разрезов только нижней частью, принимают участие, по данным Б. П. Блинова (1960), бирюзовые пепловые туфы мощностью более 100 м и туфопесчаники. В этом же раз-

резе отмечаются маломощные прослои основных эффузивов среди туфогенно-осадочных пород.

### Джамбасская свита

Отложения джамбасской свиты пользуются сравнительно небольшим распространением. Мощная полоса этих отложений прослеживается вдоль южного борта Илийской впадины на северных склонах гор Бала-Богуты, Улькун-Богуты и Сюгаты. Здесь они представлены преимущественно кислыми вулканогенными породами и вулканогенно-молассовыми отложениями с отдельными линзами пород среднего состава. Разрез свиты в горах Бала-Богуты — Улькун-Богуты, по Н. М. Чабдарову, выглядит следующим образом (снизу вверх):

Зеленовато-серые туфы кислого и смешанного состава, плагиоклазовые, андезитовые, диабазовые, базальтовые порфириты (иногда миндалекаменные) и их туфы. Мощность 150—180 м.

Переслаивание туфов кварцевых порфиров, агломератовых туфов и порфиритов и туфопесчаников — 200—230 м.

Дацитовые порфиры, дацито-андезитовые и андезитовые порфиры и их туфы 120—150 м.

Суммарная мощность отложений джамбасской свиты 455—530 м.

Западней, в пределах этой же полосы, в горах Бокайдынтау-Ортатау-Сюгаты В. Г. Севастьяновым описан следующий разрез (снизу вверх):

Пачка переслаивающихся туфогенных песчаников с тонкообломочными туфами кварцевых альбитофиров. В тонкозернистых темно-серых туфогенных песчаниках собрана флора, свидетельствующая о средне-верхнекаменноугольном возрасте пород — 83 м.

Чередование пестроцветных туфоагломератов и туфов кварцевых альбитофиров, туфобрекчий дацитовых порфиров с туфоалевролитами, туфогенными и полимиктовыми песчаниками; встречаются маломощные покровы сферолитовых липаритовых порфиров — 100 м.

Переслаивание дацитовых порфиров, их лавобрекчий и туфобрекчий, лавобрекчий и туфобрекчий липаритовых порфиров, туфов кварцевых альбитофиров — 80 м.

Чередование туфобрекчий дацитовых порфиров, липарито-дацитовых порфиров, лавобрекчий и туфов липаритовых порфиров, ортофиров, туфов кварцевых альбитофиров — 120 м.

Общая мощность отложений джамбасской свиты, по В. Г. Севастьянову, достигает 400—450 м.

Вторая мощная зона отложений джамбасской свиты расположена на северных склонах Кетменского хребта. Эти отложения могут быть охарактеризованы разрезами в западной, центральной и восточной части хребта.

Для западной части Кетменского хребта разрез, по данным В. М. Сорокоумова, состоит из переслаивания кварцевых порфиров, их туфов, дацитовых порфиров и их туфов, реже андезитовых порфиритов и их туфов. Общая мощность 700—750 м.

В центральной части хребта, по данным того же автора, разрез начинается толщей флюидальных кварцевых порфиров мощностью 90 м. Выше залегают кварцевые порфиры с прослоями дацитовых порфиров и андезитовых порфиров, а также алевролитов и туфопесчаников, мощностью 300 м.

Чередование туфопесчаников и туфоалевролитов с редкими и маломощными прослоями туфов и лав андезитового и дацитового состава. Мощность 250 м.

Туфолавы кварцевых порфиров, мощность — 110 м.

Переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов; редкие маломощные прослои туфов кварцевых порфиров — 90 м.

Кварцевые порфиры и их туфы с прослоями дацитовых порфиров мощность до 150 м.

Общая мощность свиты — 900—1000 м.

В восточной части хребта, по Б. П. Блинову и В. Б. Рахману, свита состоит из чередования туфов и лав кислого состава, конгломератов и гравелитов общей видимой мощностью до 600 м.

### Базмайнакская свита

Отложения базмайнакской свиты известны в южном борту Илийской впадины, где они выходят в виде неширокой полосы в горах Бакайдынтау, Сарытау, Сюгаты, Бала-Богуты и Улькун-Богуты. Кроме того, на южном и северном склонах кетмейского хребта отложения базмайнакской свиты обнажаются в виде полос протяженностью от 40 до 60 км.

В горах Бокандыйтау — Сарытау — Сюгаты отложения базмайнакской свиты характеризуются, по В. Г. Севастьянову, следующим разрезом (снизу вверх).

В основании залегают конгломераты с галькой туфов кварцевых альбитофиров, биотитовых гранитов, туфогенных песчаников и туфов дацитовых порфиритов. Мощность — 30 м. Туфы и лавобрекчии дацитопорфиров, чередующиеся с туфами базокварцевых и кварцевых альбитофиров. Очень редко встречаются маломощные прослои туфогенных песчаников мощностью до 250 м.

Переслаивание туфопесчаников, туфов и туфобрекчий дацитовых порфиров — 73 м.

Базокварцевые альбитофиры и их туфы — 105 м.

Общая мощность свиты — 450 м.

Восточнее, в пределах той же полосы, в горах Бала-Богуты и Улькун-Богуты Н. М. Чабдаров в составе базмайнакской свиты выделяет три подсвиты.

В составе отложений нижней подсвиты, наиболее полно развитых за пределами описываемой территории (в г. Чулак в Южной Джунгарии), описаны песчаники и алевролиты с редкими покровами андезитов — 616 м. В верхней части нижней подсвиты развиты туфы альбитофиров и туфы кислого состава, переслаивающиеся с туфопесчаниками и песчаниками — 260 м.

Мощность нижней подсвиты 870 м.

Отложения средней подсвиты на северном склоне гор Бала-Богуты начинаются конгломератами с галькой и глыбами (до 0,4 м) подстилающих пород — 40 м. Выше залегают туфы и туфоагломераты андезитов — 274 м, а в верхней части темно-бурые диабазовые порфириты — 250 м. Мощность средней подсвиты — 560 м.

Отложения верхней подсвиты наиболее полно представлены также за пределами описываемого района (в горах Чулак, Южная Джунгария). В основании подсвиты залегают туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы порфиритового и смешанного состава. Мощность 120 м.

Дацитовые порфиры, их туфолавы и туфы с прослоями песчаников и туфопесчаников, увеличивающимися вверх по разрезу. Мощность 128 м.

Темно-серые порфириты — 38 м.

Переслаивание пестроокрашенных песчаников, известковистых песчаников и туфов кислого состава — 80 м.

Суммарная мощность подсвиты — 380 м.

Общая мощность нижнепермских отложений — 1825 м.

В центральной части Кетменского хребта для характеристики свиты приведем два разреза. Первый из них, описанный Б. П. Блиновым (1959), выглядит следующим образом.

На размытой поверхности джамбасской свиты залегают разногалечные конгломераты, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками.

Мощность — 440 м.

Миндалекаменные диабазовые порфириты с миндалинами, выполненными кальцитом и цеолитом — 515 м.

Мелкогалечные конгломераты — 80 м.

Диабазы, в верхней части миндалекаменные. Миндалины выполнены пренитом, цеолитом, кальцитом — 150 м.

Кварцевые порфиры — 65 м.

Миндалекаменные диабазы и миндалекаменные порфириты с миндалинами, выполненными кальцитом и цеолитом — 525 м.

Суммарная мощность по разрезу — 1775 м.

Второй разрез свиты приводит В. М. Сорокоумов (1961—1962). Снизу вверх им описаны: нижняя подсвита — конгломераты, туфоконгломераты с прослоями туффитов, реже туфов кислого состава, выделенные в нижнюю подсвиту. Мощность 190—400 м.

В составе верхней подсвиты выделены четыре пачки (снизу вверх).

Пачка диабазовых миндалекаменных порфиритов с маломощными пропластками и линзами туфопесчаников, туффитов, вулканомиктовых песчаников — 130 м.

Пачка туфоконгломератов — 125 м.

Пачка миндалекаменных порфиритов с пропластками и линзами (мощностью до 5 м) туффитов, вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников — 440—445 м.

Пачка туфолав и игнимбритов кварцевых порфиритов — до 400 м.

Мощность подсвиты до 1100 м.

В восточной части Кетменского хребта среди отложений базмайнакской свиты Б. П. Блиновым выделяется три подсвиты:

Нижняя — туфо-песчано-конгломератовая.

Средняя — эффузивов кислого состава и их туфов.

Верхняя — туфо-порфиритовая.

Подсвиты характеризуются следующим строением.

В нижней части нижней подсвиты обнажаются средне- и мелкогалечные конгломераты с прослоями миндалекаменных микродиабазов (10 м) и диабазовых порфиритов (2 м), туфов порфиритового состава (15 м).

Общая мощность — 100 м.

Переслаивание туфопесчаников, полимиктовых песчаников, туфов и туфолав дацитового состава. Мощность 250 м.

Суммарная мощность — 350 м.

В составе средней подсвиты описаны туфы и туфолавы альбитофиров, туфолавы дацитовых порфиров с прослоями туффитов, туфов порфиритового состава, флюидальных андезитовых порфиритов.

В нижней части верхней подсвиты развиты туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники — 70 м.

Далее вверх по разрезу описаны чередующиеся слои и линзы туфолав липаритов, дацитовых порфиритов. андезитовых порфиритов, туфоагломератов общей мощностью более 200 м.

Еще выше залегают андезитовые и диабазовые порфириты, миндалекаменные диабазы с одиночными горизонтами туфопесчаников (5 м), туфоконгломератов и туфопесчаников — (7 м). Мощность — 210 м.

Суммарная мощность подсвиты — 490 м.

Общая мощность базмайнакской свиты — 1250 м.

Как видно из приведенного материала, отложения нижнепермского времени формируются в связи с интенсивной вулканической деятельностью. Область активного вулканизма сохраняется, по-видимому, в тех же границах, которые были отмечены для средне-верхнекаменноугольного времени. Однако вследствие денудации и сноса отложения базмайнакской свиты сохранились на более ограниченных площадях.

В нижнепермскую эпоху, также как и в каменноугольное время, в связи с деятельностью разноглубинных магматических очагов происходило накопление как кислых, так и основных вулканических продуктов.

Так, в Приилийской зоне, в горах Бакайдынтау-Сюгаты действуют преимущественно вулканы, дающие кислые пирокластические продукты. В то же время на восточном продолжении зоны, в горах Бала-Богуты функционирует крупный андезитовый стратовулкан, дающий мощные толщи андезитов, андезито-базальтов и их туфов.

На северных склонах Кетменского хребта, как можно судить по приведенным выше разрезам, также почти одновременно действуют различные вулканические центры, дающие как кислые, так и основные (средние) вулканогенные породы.

### Есекартканская свита

Отложения есекартканской свиты по сравнению с нижнепермскими отложениями базмайнакской свиты пользуются незначительным развитием. Они выделяются отдельными пятнами на северных склонах Кетменского хребта и в Приилийской зоне в горах Улькун-Богуты, Сюгаты, Серектас, Алмалы, где представлены вулканогенно-молассовыми и эффузивно-пирокластическими образованиями.

Характер отложений есекартканской свиты в Приилийской подзоне не достаточно ясно виден из разреза, составленного Н. М. Чабдаровым в горах Улькун-Богуты. Здесь на нижнепермских порфиритах несогласно залегает пачка конгломератов, туфопесчаников и песчаников мощностью 55 м. Выше идет чередование диабазовых и базальтовых порфиритов, туфопесчаников и конгломератов — 67 м.

Переслаивание туфолав кварцевых порфиров, базокварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров, дацитовых порфиров, реже базальтовых порфиритов, их туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов, конгломератов — 411 м.

Суммарная мощность в разрезе 581 м.

Второй разрез в пределах этой же зоны в горах Сюгаты, по В. Г. Севастьянову, выглядит следующим образом (снизу вверх).

На размытой поверхности нижнепермских отложений залегают базальные конгломераты с галькой подстилающих пород — 45 м.

Переслаивание мелкообломочных туфов и туфопесчаников с растительными остатками — 12 м.

Переслаивание андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов с туфами того же состава, туфоагломератами, туфами смешанного состава, туфопесчаниками — 181 м.

Суммарная мощность разреза — 238 м.

В Кетменской зоне наиболее полный разрез есекартканской свиты описан Б. П. Блиновым в восточной части Кетменского хребта (снизу вверх):

Туфоконгломераты (залегают в районе р. Супатсай на диабазовых порфиритах нижней перми) — 5 м, выше туфы кислого состава — 130 м.

Туфы порфиритов (15 м), сменяющихся вверх по разрезу базальто-

выми порфиритами с маломощными (5 м) прослоями туфов среднего состава — 95 м.

Дацитовые порфиры (50 м) и андезитовые порфириты — всего 100 м.

Туфоконгломераты с прослоями и линзами туфопесчаников и туфогравелитов, туфов кислого состава — 62 м.

Андезитовые порфириты — 40 м.

Туфы дацитовых порфиров и андезитоидные дацитовые порфиры с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников — 91 м.

Андезитовые порфириты — 25 м.

Суммарная мощность верхнепермских отложений — 540 м.

По отдельным частным разрезам мощность отложений верхней перми колеблется от 235 до 540 м. Описываемые отложения характеризуются быстрой сменой литологического состава пород по простиранию. Б. П. Блинов, кроме того, отмечает, что дациты и их туфы развиты в нижних частях разреза, а кварцевые порфиры и их туфы — в верхних: аргиллиты, алевролиты и песчаники с флорой пользуются ограниченным развитием в средней и верхней частях разреза среди андезитовых порфиритов и их туфов.

Таким образом, в верхнепермскую эпоху без особых изменений и, быть может, лишь с некоторым сокращением масштабов, продолжается деятельность вулканов кислого и основного составов.

Вместе с некоторым сокращением масштабов вулканическая деятельность сосредоточивается вокруг нескольких крупных вулканических групп, располагавшихся в Приилийском и Кетменском районах. В связи с крупными размерами вулканов и усилившимся эксплозивным характером их деятельности, увеличивается роль лахаровых потоков и других вулканогенно-молассовых образований, накапливавшихся в обширных тектонических депрессиях вокруг вулканических центров.

На северном склоне Кетменского хребта по р. Супатсай Б. П. Блинов (1960) приводит разрез верхнепермских отложений мощностью в 540 м, в котором потоки андезитовых порфиритов мощностью от 25 до 50 м перемежаются с пачками дацитовых порфиров и их туфов, прослоями крупногалечных и крупнообломочных туфоконгломератов и туфогравелитов и линзами туфопесчаников. Этот разрез, можно сказать, отражает жизнь двух-трех вулканических центров, эксплозивно-эффузивные извержения которых сопровождаются образованиями лахаровых и водных потоков, к которым, видимо, должны быть отнесены отмечающиеся в разрезе туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники.

В разрезе отложений верхней перми мощностью в 120 м по правобережью р. Чарын Н. М. Чабдаровым (1960) описаны сферолитовые кварцевые порфиры и альбитофиры, слагающие пачку мощностью в 94 м.

В Приилийской подзоне в горах Улькун-Богуты, по данным Н. М. Чабдарова, выделяются четыре прослоя диабазовых и базальтовых порфиритов мощностью от 10 до 28 м, маломощные прослои (1,5—4,0 м) кислых вулканических продуктов, описанных как туфолавы кварцевых порфиров и дацитовые порфиры, которые перемежаются с туфами, туфопесчаниками черной, красной и бурой окрасок. В основании верхнепермских отложений и в других частях разреза выделяются также пачки туфоконгломератов с галькой и глыбами величиной от 10 до 60 см в поперечнике, сцементированных туфопесчаным материалом. По-видимому, туфоконгломераты являются образованиями лахаровых потоков. Мощности туфоконгломератовых горизонтов достигают 50 м. Совместно с туфопесчаниками, туфами состава кварцевых порфиров и базокварцевых альбитофиров они слагают пачки мощ-

ностью до 180 м. Общая мощность верхнепермских отложений в районе гор Улькун-Богуты — 580 м.

В горах Кара-Имчек верхнепермские отложения, по данным Н. М. Чабдарова (1959), сохраняют тот же состав при уменьшающейся их мощности.

В основании разреза выделяются туфоагломераты мощностью 65 м. В других частях разреза их мощность уменьшается до 20—25 м. Также выделяются 4 маломощных прослоя (от 1 до 6 м) диабазовых порфиритов и туфов того же состава, что были отмечены в разрезе верхнепермских отложений в горах Улькун-Богуты. Общая мощность отложений верхней перми в горах Кара-Имчек по данным Н. М. Чабдарова, — 327 м.

Далее к западу, у гор Саускан Н. М. Чабдаров приводит разрез верхней перми, в основании которого также выделяются буровато-серые туфоагломераты (мощность 36 м) с плохо окатанными глыбами эффузивных пород различного состава и величиной до 0,5 м в поперечнике, сцементированными туфогенным материалом. Туфоконгломераты перекрываются туфопесчаниками, песчаниками с флорой, алевролитами, известняками общей мощностью в 60 м.

Таким образом, судя по составу отложений верхней перми и хорошо сохранившейся стратификации вдоль южного борта Илийской впадины и северного склона Кетменского хребта, можно предположить, что действующие вулканические аппараты в верхнепермское время располагались в районе гор Бала-Богуты и в районе р. Супатсай, откуда на большие расстояния к западу растекались потоки основных эффузивов и лахаровых брекчий, образовавших толщи весьма значительной мощности.

## ПОЛИГЕННЫЕ ВУЛКАНЫ

В Заилийско-Кетменской зоне вулканические центры, судя по масштабам и характеру вулканической деятельности, следы которой сохранились в виде мощных и весьма разнообразных вулканогенных толщ, пользовались не менее широким развитием, чем в Южной Джунгарии.

Однако материалов по геологии этого региона, описаний вулканов и их некков почти не приводится. Лучше охарактеризованы субвулканы, которые удается выделить среди большого количества описаний интрузивных массивов.

Поэтому для Заилийско-Кетменской подзоны представляется возможным наметить лишь самую общую схему распределения вулканов, основанную на анализе разрезов и особенностей строения вулканогенных толщ.

В начале каменноугольной эпохи, как видно из анализа строения кетменской свиты, проявлялась одновременная деятельность мощных центров риолитового и андезитового вулканизма.

Риолитовые эксплозии были связаны с вулканами трещинного типа или архипелагами центральных вулканов, вытянутых вдоль субширотных глубинных разломов. О районах максимальных эксплозий можно судить по мощным, выдержанным на большие расстояния горизонтам кислых вулканических пород.

Так, в Приилийском районе, по данным Н. М. Чабдарова (1959) и А. М. Беденина (1961), полоса кислых эффузивов кетменской свиты протягивается на 50—60 км вдоль гор Бокайдынтау, Ортатау, Алмалы с юга и далее к горам Бала-Богуты при мощности от 500—800 и до 1500 м. В северной части Кетменского хребта кислые вулканические продукты довольно значительной мощности описываются различными

исследователями также в пределах полосы широтного направления. Так, в горах Куулуктау, по данным В. М. Сорокоумова (1960), кетменская свита представлена преимущественно кислыми вулканическими образованиями мощностью до 820 м. Далее к востоку мощность кислых вулканических продуктов, судя по разрезу по р. Чушанай (В. Б. Рахман, 1959), сохраняется почти без изменений. Еще восточнее в междуречье рек Левый Киргизсай и Сумбе В. П. Блинов (1959) в составе кетменской свиты описывает только кислые эффузивно-пирокластические продукты мощностью в 1775 м. Кислые эффузивы кетменской свиты описываются упомянутыми исследователями как дацитовые или кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, альбитофиры, сферолитовые лавы.

В Приилийском районе Н. М. Чабдаров (1959) и А. М. Беденин (1961) среди кислых пород выделяют пирокласты (вероятно, игнимбриты), а в верхней части разреза — липаритовые и липарито-дацитовые порфиры мощностью до 850 м (горы Алмалы, Саускан).

В разрезах кетменской свиты (разрезы гор Басулытау, Куулуктау, Левый Киргизсай и Сумбе) многие кислые эффузивы описываются, как туфолавы кислого состава. По всей вероятности, большинство кислых вулканических продуктов, относившихся до последнего времени к липаритовым и липарито-дацитовым лавам, фактически являются игнимбритами, которые по последним данным, полученным на основании исследований палеовулканизма многих районов, имеют главное значение в составе мощных толщ эффузивно-пирокластических образований. В Южной Джунгарии (Фремд, 1963) подобные толщи почти полностью состоят из игнимбритов, пирокластическая природа которых без каких бы то ни было оговорок может объяснить значительную протяженность и выдержанную мощность кислых вулканических образований кетмейской свиты. В Северном Тянь-Шане среди кислых вулканических продуктов игнимбриты впервые выделены П. А. Сушковым и В. А. Левченко (1963). Кислые вулканические продукты в приведенных послойных разрезах по южным склонам гор Ортатау и Сарытау описываются ими, как обломочные туфы и игнимбриты с характерной псевдофлюидальной текстурой. В верхних частях разрезов, приведенных этими авторами, выделяются лавовые и туфолавовые разности трахито-дацитового и трахито-липаритового состава, содержащие небольшое количество обломочного материала. Е. К. Устиевым (1963) подобные туфолавы описаны как продукты извержения типа «направленного взрыва».

Одновременно с эксплозиями кислых трещинных аппаратов протекала бурная деятельность андезитовых стратовулканов, подобных стратовулканам, описанным для Южной Джунгарии.

Эти стратовулканы, судя по соотношениям кислых и основных (андезитовых) пород в разрезах, располагались вдоль тектонических нарушений, которые служили путями для извержения кислых продуктов, или вдоль параллельных им структур. Этим обусловлено одновременное участие в строении свиты кислых, средних и основных пород, образующих сложнопереслаивающиеся толщи.

Так, по р. Дардамты на южном склоне Кетменского хребта, по данным Б. П. Блинова (1959), эффузивы и пирокласты кислого состава перемежаются с базальтовыми, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Мощности перемежающихся пачек колеблются от 70 до 300 м при общей мощности отложений по разрезу 2250 м. Б. М. Руденко (1963) в сводном разрезе по горам Басулы-тау, Дигерес и урочищу Койчи выделяет две пачки средних и основных эффузивов мощностью соответственно в 150 и 550 м и две пачки кислых эффузивно-пирокластических продуктов. В других разрезах также видна перемежаемость кислых, средних и основных вулканических образований.

В районе р. Дартамты, по всем данным, располагается несколько вулканических аппаратов, извергавших вулканические продукты среднего и основного состава. Вместе с тем, в смежных районах (например по р. Чон-Го-Сай) вулканические продукты андезитового состава играют второстепенную роль и разрезы этих районов отражают главным образом деятельность «кислых» трещинных вулканов. Характерно, что частные разрезы, в составе которых выделены преимущественно средние и основные вулканические породы, обычно содержат значительной мощности пачки туфогенно-осадочных и туфогенных пород, которые в послойных разрезах описываются как туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты. Вероятно, большая часть этих образований, мощности которых намного превышают мощности перемежающихся с ними эффузивно-пирокластических пород, является отложениями лахаровых потоков.

Так, в разрезе по р. Комирчи на южном склоне Кетменского хребта Б. П. Блинов (1959) отмечает 8 горизонтов пироксеновых порфиритов общей мощностью 470 м, разделенных туфо-песчаниками, туфогравелитами и туфоагломератами.

В горах Тур-Айгыр выделяется 5 горизонтов андезитовых порфиритов, переслаивающихся с осадочными и туфогенно-осадочными породами.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что эффузивно-пирокластические и лахаровые образования андезитового и андезито-базальтового состава среди кислых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений представляют собой мощные стратифицированные линзы — руины стратовулканов, подобных стратовулканам Южной Джунгарии.

В Северном Тянь-Шане примером подобных стратовулканов могут служить линзы эффузивно-пирокластических пород среднего и основного состава среди отложений кетменской свиты в пределах Чинтургеньского рудного поля (по данным Ф. А. Стариченко, 1955).

На смежной площади (горы Ортатау, Джалаашик и пр.) эффузивно-пирокластические продукты среднего состава выделяются П. А. Сушковым (1963) в основании кетменской свиты под кислыми вулканическими продуктами в виде подсвиты. Но в плане они представляют собой линзовидные участки, а в геологических разрезах характеризуются пологими углами падения. Вероятно, эти участки также могут рассматриваться, как руины стратовулканов, перекрытых кислыми вулканическими образованиями, возникавшими при близкоодновременных трещинных извержениях. Такими участками являются южные склоны гор Ортатау, где эффузивно-пирокластические образования среднего состава выделяются среди туфов трахито-липаритовых порфиров; западные склоны гор Далаашик, где они имеют тектонический контакт с ниже- и вышележащими отложениями кетменской свиты и представлены андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами.

В Восточно-Курдайской подзоне в составе кетменской свиты, имеющей здесь весьма ограниченное площадное развитие и мощность, также выделяется толща амфибол-пироксеновых порфиритов мощностью 225—500 м, которая, судя по значительной мощности, пространственной разобщенности с другими вулканическими продуктами и незначительной площади развития, также является руиной стратовулкана.

Ряд вулканических центров намечается и среди отложений кунгейской свиты. Большая часть их извергала кислые вулканические продукты, другие, унаследованные от кетменского времени и вновь образованные, извергали вулканические продукты андезито-базальтового ряда. В Кетменской подзоне действовавшие в кунгейское время вулканы намечаются в следующих пунктах:

В центральной части Далаашикского хребта, где мощность кунгейской свиты составляет 1000—1200 м, Н. М. Чабдаров приводит разрезы кунгейской свиты, которые сложены миндалекаменными порфиритами, перемежающимися с известняками, песчаниками и конгломератами. В восточной части Далаашикского хребта мощность кунгейской свиты уменьшается, по его данным, до 600 м, а в ее составе преобладают туфогенные песчаники, конгломераты и линзы известняков. Эффузивы и пирокласты встречаются в виде маломощных прослоев.

П. А. Сушков (1968) приводит многочисленные послойные разрезы кунгейской свиты по Далаашикскому хребту, по которым видно, что в составе свиты большим распространением (около 70%) пользуются эффузивно-пирокластические породы различного состава, переслаивающиеся также, по его данным, с известняками, песчаниками и алевролитами. При сопоставлении разрезов устанавливается, что центры вулканической деятельности располагались на площади, где мощность кунгейской свиты достигает 1400 м, а в ее составе преобладают эффузивы и пирокласты среднего и кислого состава. Во всех направлениях от участков максимального развития последних их количество резко уменьшается при соответственном уменьшении в мощности всей кунгейской свиты.

В юго-восточной части Кетменского хребта по р. Кичек-Узунсай Б. П. Блиновым (1959) приводится разрез кунгейских отложений, указывающий на существование, по-видимому, вулканических центров двух типов, деятельность которых приводит к образованию как кислых, так и основных вулканических продуктов. Разрез представлен следующими породами (снизу вверх).

Бурые флюидальные трахитовые порфиры и их туфы — 50 м.

Темно-серые миндалекаменные порфириты с линзой известняков — 150—200 м.

Темно-бурые туфобрекчии смешанного состава, преимущественно основного, с прослоями известняков — 50—200 м.

Туфопесчаники, алевролиты, базокварцевые альбитофиры — 200 м.

Диабазовые порфириты и выше — кварцевые порфириты — 200 м.

Исследованиями 1963 г. (В. И. Сорокоумов, С. Я. Шувалов) подтверждается деятельность нескольких кунгейских вулканических аппаратов по обнаруженным неккам кислого и основного состава, пространственно размещающимся среди соответствующих эффузивно-пирокластических образований свиты. Некки будут охарактеризованы ниже.

На северном склоне Терскей-Алатау В. Б. Рахман (1963) описывает два штока кварцевых порфиров, закупоривающих жерла вулканических аппаратов, поблизости (в 1—1,5 км) от которых на западном берегу р. Улькен-Кокпак он указывает на присутствие в верхних горизонтах кунгейской свиты эффузивных кварцевых порфиров, совершенно не отличимых от тех кварцевых порфиров, которые слагают эти два штока.

Штоки, прорывающие известняки кунгейской свиты, рассматриваются В. Б. Рахманом как глубоко эродированная система вулканического аппарата.

Одним из вулканических центров кунгейского времени является, по-видимому, район развития отложений так называемой сатинской свиты, выделенной Н. М. Чабдаровым (1962) в крайней западной части Кетменской подзоны на северном склоне Кунгейского хребта, как образование среднего-верхнего визе. Отложения подобного типа нигде более не отмечены, и, по-видимому, они являются остатком стратовулкана. Представлены эти отложения миндалекаменными порфиритами

и их туфами, мощностью в 400 м, закартированными в виде линзы протяженностью около 25 км при максимальной ширине 4 км.

В среднекаменноугольную (джамбасскую) эпоху продолжается деятельность крупного вулканического центра в горах Бала-Богуты, где мощность кислых вулканогенных продуктов джамбасской свиты, по данным Н. М. Чабдарова, достигает 1560 м.

По описаниям этого автора, кислые вулканические породы представлены кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, альбитофирами, их туфами и туфолавами. Можно предполагать, что большим распространением пользуются также и игнимбриты, которые широко отмечаются на смежных площадях в Южной Джунгарии.

К югу от Бала-Богутинских гор, в северо-восточном погружении гор Улькун-Богуты, мощность средне-верхнекаменноугольных отложений, по Н. М. Чабдарову, уменьшается до 580 м. В их составе на долю кислых эффузивно-пирокластических продуктов приходится 250 м.

В разрезе, кроме того, отмечаются средние и основные эффузивы (180 м) и прослои туфов и туфопесчаников.

В других направлениях по мере удаления от Бала-Богутинских гор мощность средне-верхнекаменноугольных отложений также резко уменьшается. Состав этих отложений свидетельствует об удалении от главного очага вулканических извержений. Так, по ручью Кара-булак в горах Серкитас мощность отложений среднего-верхнего карбона уменьшается до 330—400 м (А. М. Беденин, 1961), а состав их характеризуется преобладанием туфогенно-осадочных и пирокластических образований, возникших в районе Балабогутинского вулканического центра.

На северном склоне Кетменского хребта кислые эффузивно-пирокластические образования джамбасской свиты выделяются в виде двух горизонтов мощностью в 170 и 60 м, разделенных красными грубозернистыми песчаниками и туфопесчаниками. Они возникли, по-видимому, в результате эксплозий трещинного вулканического аппарата.

На южном склоне Кетменского хребта отложения среднего-верхнего карбона имеют весьма ограниченное распространение. Они описаны Б. П. Блиновым (1961) по р. Чубурма-Хасан, где также представлены двумя пачками кислых эффузивно-пирокластических пород, в составе которых преобладают туфы кислого состава. Кислые вулканические продукты разделены мелкогалечными конгломератами и туфогравелитами. Мощность отложений среднего-верхнего карбона по разрезу р. Чубурма-Хасан составляет 614 м.

Вулканические продукты среднего и основного состава, как уже отмечалось, выделяются среди вулканических образований среднего-верхнего карбона на весьма ограниченных участках. В горах Улькун-Богуты Н. М. Чабдаровым в основании разреза описана пачка андезитов и базальтовых порфиритов мощностью в 150 м. В верхних частях разреза среди кислых вулканических продуктов выделяются дацито-андезитовые толщи. Характерно, что нижнекаменноугольные толщи и к юго-востоку от полосы развития эффузивно-пирокластических образований в районе гор Тур-Айгыр также сложены средними и основными эффузивами. Таким образом, следует предполагать в этом районе центральный вулканический аппарат, извергавший в течение всего каменноугольного периода основные и средние вулканические продукты.

На севере Кетменского хребта вулканические продукты основного состава отмечаются в виде редких маломощных прослоев базальтовых порфиритов в разрезах по рекам Чарын и Нарынколь-Сай.

В нижнепермскую эпоху на участках продолжается деятельность вулканов, зародившихся в каменноугольное время. Так, в районе гор

Бала-Богуты и Улькун-Богуты возобновляется деятельность андезитовых стратовулканов.

Н. М. Чабдаров (1961) приводит разрез нижнепермских образований по северному склону гор Бала-Богуты, в котором в основании выделяются 42 м конгломератов с галькой и глыбами эффузивно-пирокластических пород величиной до 0,4 м в поперечнике, далее 200 м туфов порфиритов и, наконец, 250 м диабазовых порфиритов.

Мощные толщи продуктов извержений перми, сложенные средними и основными эффузивно-пирокластическими образованиями, описывает Б. П. Блинов (1959) по р. Куркульдик, на юге гор Каратау и по р. Дардамты, на южном склоне Кетменского хребта.

Мощность нижнепермских отложений в низовьях р. Дардамты составляет 1775 м. Из них 1190 м сложены миндалекаменными диабазовыми порфиритами, образующими две толщи, которые разделяются и подстилаются мелкогалечными конгломератами.

На юге гор Каратау при мощности нижнепермских отложений 690 м также выделяются две толщи преимущественно пироксеновых и андезитовых порфиритов, разделенных 20-метровой пачкой песчаников и туфопесчаников. Подстилающими породами также являются разногалечные туфоконгломераты и туфогравелиты (185 м). Судя по сходству выделенных двух разрезов, можно предполагать общность вулканических извержений средних и основных вулканических продуктов в обширном районе. Возможно, что главный центр вулканической деятельности был расположен в районе р. Дардамты, откуда на большие расстояния растекались потоки и покровы основного и среднего состава.

На северном склоне Кетменского хребта эффузивно-пирокластические породы среднего и основного состава встречаются среди кислых и смешанных вулканических продуктов.

Они выделяются в верховьях рек Дардамты и Джанузак-Сай, Кызыл-Там и Джанузак-Сай и, вероятно, могут рассматриваться, как линзы протяженностью 8—10 км. По данным Б. П. Блинова, в различных частях разреза по рекам Дженишке-Сай, Кызыл-Булак-Сай и Богуты-Сай встречаются вулканические образования среднего и основного состава. Они, по-видимому, образуют крупную линзу, максимальная мощность которой по р. Дженишке-Сай достигает 300 м.

Извержения андезитов и их пирокластов происходят одновременно с трещинными извержениями кислых вулканических продуктов, представленных, по описанию Б. Т. Блинова, в разрезе рек Богуты-Сай и Дженишке-Сай туфолавами и туфами дацитовых порфиров. Кислые вулканические продукты перемежаются с туфогенно-осадочными породами, среди которых, по-видимому, присутствуют отложения лахаровых потоков.

Кислые вулканические продукты нижнепермского времени, связанные с трещинными эксплозиями, известны также в Приилийской подзоне. А. М. Беденин (1961) приводит разрез нижнепермских отложений в горах Алмалы, в котором на находящихся в основании разреза конгломератах залегают туфы и лавобрекчии дацитовых порфиров и кварцевых альбитофиров мощностью в 370 м при общей мощности разреза 450 м.

В верхнепермскую эпоху, как уже отмечалось, характер вулканической деятельности сохранился без особых изменений. Следует лишь отметить определенную тенденцию к объединению мелких разрозненных вулканов вокруг крупных вулканических центров, руины которых наиболее отчетливо сохранились в горах Улькун-Богуты и на северных склонах Кетменского хребта в районе р. Супатсай.

## СУБВУЛКАНЫ (ИНТРУЗИИ ПОД ВУЛКАНАМИ)

### Постнижнекаменноугольные субвулканы и гипабиссальные интрузии

Нижнекаменноугольные вулканические процессы, особенно интенсивные в кетменское время, завершаются внедрением различного состава, главным образом гранитоидных магм. Завершая наземные извержения, магмы подымались по ослабленным зонам и застывали в трещинных каналах и жерлах в виде различной величины и разнообразной формы тел. Преимущественно кислый состав этих тел вполне отвечает трещинному характеру извержений кислых вулканических продуктов, слагающих вдоль этих трещин мощные толщи.

В данной работе возраст большей части магматических тел, прорывающих те или иные отложения нижнего карбона и не имеющих убедительных данных для определения верхней возрастной границы, принимается постнижнекаменноугольным.

Среди большой группы нижнекаменноугольных гипабиссальных и субвулканических образований выделяются интрузии под вулканами, завершающие трещинные эксплозии кислых вулканических продуктов, и более мелкие тела (их известно немного), завершающие деятельность андезитовых и андезито-базальтовых вулканов.

Среди субвулканических интрузий кислого состава известны как мелкие штоки, величиной до 13 кв. км, так и крупные массивы, площадь выхода которых достигает 100 и более кв. км. Самыми крупными из них являются следующие: в Приилийской подзоне — Сюгатинский и Тегерменьский массивы площадью соответственно 45 и 80 кв. км; в Кетменской подзоне — Комирчинское и Баянказахское лакколитоподобные тела площадью соответственно 60 и 100 кв. км; в восточной части Кетменской подзоны — Восточно-Кетменский и Каратауский массивы площадью соответственно 80 и 100 кв. км.

Все крупные тела и большинство мелких сложены породами гранито-гранодиоритового ряда: розовато-серыми и розовыми гранитами, переходящими в периферических частях в диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты. Для большей части гранитоидных пород, слагающих нижнекаменноугольные субвулканические и гипабиссальные тела, закупоривающие трещинные вулканические аппараты и отличающиеся в связи с этим четко выраженной вытянутостью вдоль тектонических нарушений, характерны порфировидные структуры и переходы равномерно-зернистых структур в мелкозернистые и порфировидные.

В Приилийской подзоне известны следующие гипабиссальные или субвулканические массивы: Сюгатинский, Бокайдынтауский, Каратурукский, Теректинский и др. Приведем их краткую характеристику.

**Сюгатинский гипабиссальный массив** расположен в зоне глубинного тектонического нарушения, вдоль которого выделяется мощная толща кислых вулканических продуктов кетменской свиты. Площадь его выхода составляет 45 кв. км. Контакты с вмещающими породами пологие.

Песчаники и сланцы кембрия в контакте с гранитами превращены в роговообманково-биотитовые роговики, а порфириты кетменской свиты сильно окварцованы.

Массив сложен своеобразными светло-серыми и розовато-серыми крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами.

**Бокайдынтауский субвулкан** расположен на южных склонах гор Бокайдынтау в полосе развития кислых вулканических продуктов кетменской свиты. Представляет собой шток с площадью выхода около 7 кв. км. Контакты с вмещающими породами крутые (до 60°), уходят в

сторону вмещающих эффузивов.. Бокайдынтауский субвулкан сложен крупно- и среднезернистыми иногда порфировидными гранитами розовато-серой окраски. В периферийной части они приобретают мелкозернистое строение и розовато-красную окраску.

**Каратурукский субвулкан.** Площадь его выхода составляет 13 кв. км. Массив расположен в истоках р. Каратурук, берущей начало в горах Бокайдынтау. Выделен как шток с крупными контактами (60—70%), падающими в сторону вмещающих кислых вулканических пород кетменской свиты. Сложен розовато-серыми крупно- и среднезернистыми иногда порфировидными гранитовидными породами, которые в контакте с эффузивно-пирокластической толщей имеют мелкозернистое строение и повышенное содержание калишпата. За счет последнего они приобретают здесь облик лейкократовых гранитов. Структура гранитов порфировидная, основная масса — гипидиоморфнозернистая, состоящая из калишпата (30—35%), плагиоклаза (25%), кварца (35—40%) и темноцветных минералов (5—7%). Порфировые выделения обычно представлены розоватым калишпатом.

**Теректинский субвулкан** выделен как шток с площадью выхода 5,5 кв. км в осевой части Тур-Айгырского хребта.

Сложен розовато-серыми двухслюдистыми среднезернистыми гранитами с гипидиоморфнозернистой основной массой. Граниты состоят из микроклина (40%), альбитизированного плагиоклаза (25—30%), кварца (30%), биотита и мусковита (около 5%).

В Кетменской подзоне также известно большое количество различных по величине постнижнекаменноугольных магматических тел. Более мелкие из них, по-видимому, заполняют жерла многочисленных побочных кратеров, поскольку они находятся поблизости от крупных гипабиссальных массивов и характеризуются такими же взаимоотношениями с вмещающими породами, которые были описаны для Прилилийской подзоны.

В список субвулканических интрузий Кетменской подзоны входят следующие массивы: Куулуктауский, Комирчинский, Баянказахский, по р. Улькун-Аксу, по р. Дардамты, по р. Улькун-Чийбут, по р. Коксай, г. Ельчин-Буйрок, Каркаринский, Басулытау, Восточно-Кетменский, Каратауский. Рассмотрим некоторые из них.

**Комирчинский гипабиссальный массив** расположен на южном склоне Кетменского хребта. Б. П. Блиновым (1960) характеризуется как лакколитоподобная интрузия с площадью выхода в 60 кв. км. Прорывает эффузивно-пирокластические образования кетменской свиты и известняки кунгейской свиты. Мощность зоны эндоконтакта до 100 м. Вмещающие эффузивы и пирокласты кетменской свиты интенсивно эпидотизированы и окварцованы. Известняки мраморизованы, иногда в них наблюдается скарнирование.

Массив сложен серыми и розовыми средне- и крупнозернистыми, в краевой части порфировидными биотитовыми гранитами. Состоят они из кварца (35—40%), калишпата — пертита и микроклина (30—40%), пелитизированного и серицитизированного плагиоклаза — альбит-олигоклаза (18—20%), биотита, замещенного хлоритом, реже эпидотом, лейкоксеном и карбонатом (5—10%).

**Гипабиссальный массив Баянказах** расположен на северном склоне Кетменского хребта в бассейнах рек Тегермень, Баянказах и Улькун-Аксу. Площадь его выхода около 100 кв. км. Характеризуется Б. П. Блиновым также как лакколитоподобное тело. Массив приурочен к зоне тектонического нарушения. Массив сложен серыми и розовыми среднезернистыми биотитовыми гранитами, подобными гранитам Комирчинского массива.

Контактовый метаморфизм выразился в интенсивном ороговиковании и пиритизации вмещающих пород.

**Каратауский гипабиссальный массив** занимает восточную часть гор Каратау, северные склоны гор Сарытау и прилегающие к ним части плоскогорья Уш-Хасан. Площадь массива 100 кв. км. Мощность зоны контактовых изменений от нескольких метров до 50—100 м. Вмещающие породы интенсивно окварцованы, эпидотизированы и хлоритизированы. Массив сложен гранитами, гранодиоритами и в эндоконтакте мелко- и среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами.

**Восточно-Кетменский гипабиссальный массив.** Площадь массива 60 кв. км. В его строении участвуют преимущественно среднезернистые биотитовые граниты. Вдоль восточного и южного окончания интрузивного массива наблюдается гидротермально измененные породы, мощность которых местами достигает 200—300 м.

Субвулканы среднего и основного состава тяготеют к тем же зонам тектонических нарушений, которые служили каналами для извержения кислых вулканических продуктов. Однако в настоящее время известно сравнительно небольшое количество таких тел, что, вероятно, связано с трудностью их выделения среди аналогичных по составу эффузивно-пирокластических толщ.

Известен Бирюкбасский субвулкан габбро-диабазов в восточной части гор Бирюкбас, два некка андезитовых порфиритов, описанные В. М. Сорокоумовым в горах Тур-Айгыр, диабазовые и диоритовые тела, выделенные П. А. Сушковым (1963) в Приилийской подзоне, и дайки диоритов и диоритовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов. Связь даек с постнижнекаменноугольным магматизмом устанавливается обычно с трудом, и поэтому они выделены и описаны также в незначительном количестве.

**Бирюкбасский субвулкан.** Площадь его выхода составляет 2 кв. км. Сложен габбро-диабазами, имеющими активный контакт с эффузивными породами. Контактовые изменения во вмещающих породах выразились в перекристаллизации и обогащении их темноцветными минералами.

Габбро-диабазы характеризуются габбро-офитовой структурой. Состоят они из плагиоклаза и в меньшем количестве пироксена. Плагиоклаз — андезин зональный, частично замещен пренитом, скаполитом и минералами эпидот-цоизитовой группы. Пироксен — авгит нацело замещен карбонатом, хлоритом, кварцем и актинолитовой обманкой.

Некки андезитовых порфиритов описаны В. М. Сорокоумовым в западной части гор Тур-Айгыр.

**Северный** и **Южный** некки в горах Тур-Айгыр имеют активный контакт с вмещающими эффузивно-пирокластическими образованиями кетменской свиты, представленными андезитовыми порфиритами и их туфами.

Андезитовые порфириты Южного и Северного некков имеют порфировую структуру. Порфировые выделения, составляющие около 35% объема породы, сложены плагиоклазом и темноцветными минералами.

Плагиоклаз — андезин альбитизирован и частично замещается минералами эпидот-цоизитовой группы и карбонатом.

Темноцветный минерал — авгит — почти нацело замещается карбонатом, хлоритом, кварцем и эпидотом.

Основная масса — пилотакситовая. Состоит из беспорядочно ориентированных микролитов альбитизированного плагиоклаза и небольшого количества стекла.

**Диабазовые субвулканы.** В Приилийской подзоне П. А. Сушков (1963) выделяет одиннадцать небольших тел, сложенных диабазами. Площадь их выходов от 0,5 до 1,2 кв. км. Восемь из них расположены в осевой и приосевой части хр. Сарытау, где они вытянуты в виде прерывистой цепочки вдоль зоны тектонического нарушения. Они прорывают отложения кетменской свиты, представленные порфиритами среднего состава и их туфами и флюидальными дацитовыми порфирами. Крайнее с запада тело, самое крупное по площади, прорывает отложения, которые по тектоническим разломам граничат с нижнекаменноугольными порфиритами среднего состава, выделяющимися вдоль зоны регионального тектонического нарушения в виде линзы. Подобные линзы, как говорилось выше, представляют собой руины стратовулканов. По-видимому, тело диабазов, которое пространственно находится в центре этой линзы, закупоривает жерло стратовулканической постройки так же, как и другие диабазовые тела, вытянутые вдоль этого же тектонического нарушения, заполняют жерла других вулканических аппаратов.

#### Средне-верхневизейские субвулканы

В области средне-верхневизейского вулканизма, характеризующейся деятельностью трещинных и центральных вулканических аппаратов, выделен ряд жерловин — некков как среди кислых, так и среди основных и средних вулканических толщ.

Пространственно они связаны с отвечающими им по составу эффузивно-пирокластическими образованиями кунгейской свиты. Некков кислого состава известно значительно больше по сравнению с некками основного и среднего состава.

На севере Кетменского хребта В. М. Сорокоумов и С. П. Шувалов выделяют группу некков, сложенных фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, и группу некков дацитового состава.

**Некк бассейна р. Карасай,** расположен в верховьях р. Дженишке-Карасай, на ее левом берегу. В плане некк имеет округлую форму с диаметром около 500 м. Южная часть срезана разломом субширотного направления. Некк сложен кварцевыми порфирами с большим количеством порфировых выделений плагиоклаза и кварца. Он расположен среди пропилитизированных андезитовых порфиритов и их туфов с прослоями осадочных пород кетменской свиты.

В кварцевых породах наблюдаются слабо переработанные небольшие ксенолиты и обломки вмещающих пород. Контакты некка задернованы.

**Некк бассейна р. Чолак** в плане имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Длина его 1,6 км, ширина — 0,5 км. В восточном направлении от некка отходят две апофизы мощностью 50—70 м и длиной до 500 м. Морфологически некк состоит из двух частей — главной и восточной. Главная часть некка, являющаяся, по-видимому, центральным жерлом, имеет удлиненную форму. Она отделяется от восточной глубоким узким ущельем и возвышается над последнием на 300—350 м. Восточная часть некка приурочена к трещинам северо-восточного направления.

Некк сложен флюидальными фельзитами и фельзит-порфирами. Флюидальность имеет обычно вертикальное направление. Некк прорывает пологозалегающие туфы и туфопесчаники среднего состава.

Среди фельзитов, особенно в приконтактовой части, наблюдаются обломки и ксенолиты вмещающих пород.

**Комирчинский некк** расположен в нижнем течении р. Комирчи. Южная часть некка срезана крупным разломом северо-восточного про-

стирания. Некк сложен эруптивными брекчиями кислого состава. Макроскопически эта порода представляет собой лаву фельзитов, цементирующую большое количество угловатых обломков этих же фельзитов и флюидальных лав. Обломки составляют 50—60% объема породы. Их величина от 0,3 до 1—3 см. Контакт с вмещающими породами рвущий. Вмещающими породами являются базальтовые порфириты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты.

**Тегерменьский некк** расположен в среднем течении р. Тегермень. Южная часть некка срезана разломом, а северо-восточная — массивом гранодиоритов. Сложен некк дацитовыми порфирами с большим количеством выделений плагиоклаза и кварца.

На северном склоне Терской Алатау, в Верхне-Баянкальском районе, В. Б. Рахман (1963) выделяет два штока кварцевых порфиров, которые он описывает как глубоко эродированную систему вулканического аппарата. Площадь выходов этих штоков составляет 2×1,5 км и 2,1×0,9 км. Они расположены в зоне древнего разлома длительного развития.

Три диабазовых тела расположены на северном склоне хребта Далаашик в области активного средне-верхневизейского и намюрского вулканизма. Два из них прерывают отложения кунгейской свиты и имеют штоковидную форму. Одно тело имеет пластообразную форму и выделяется среди эффузивов среднего состава и известняков кунгейской свиты и вместе с ними сечется мелкими тектоническими разломами. Оно вытянуто в меридиональном направлении на 2,5 км при ширине 200—300 м.

Возможно, возраст субвулканических диабазовых тел в хребте Далаашик и особенно пластообразного тела, по-видимому, являющегося силлом, может быть сужен до средневизейского подобно субвулканам средне-верхневизейского возраста, известным на северном склоне Кетменского хребта (Сорокоумов, Шуфанов, 1963) и на северном склоне Терской Алатау (Рахман, 1963).

Диоритовые субвулканы описаны П. А. Сушковым и В. А. Левченко в хребте Далаашик, где выделяются ими в виде штокообразных небольших массивов, прорывающих отложения кунгейской свиты.

Выделяются следующие тела. В горах Алабайтал с площадью выхода 0,5×2,5 км; на южном склоне хребта Далаашик против устья рек Кольсай и Каинды два тела с площадью выхода каждого из них 0,5×0,75 км; в осевой части Тюрежайляу на участке Курумдинского перевала с площадью выхода 0,6×2,5 км.

#### Намюрские субвулканы

Намюрские субвулканы представлены, главным образом, многочисленными силловыми и лакколитоподобными телами среди отложений далаашикской свиты, чем собственно и определяется намюрский их возраст.

В бассейне реки Комирчи силловые и лакколитоподобные тела сложены пироксеновыми диоритами и пироксеновыми диоритовыми порфиритами.

В Темирликских горах Б. К. Кораблев выделяет большое количество силловых тел различной величины, среди которых самыми крупными являются Туюкское и Восточно-Темирликское тела, описанные им как лакколиты.

**Туюкский лаколит** прослеживается на 4 км при ширине 3 км и мощности 150 м. Он имеет согласные контакты с вмещающими породами и только в восточной и юго-восточной части характеризуется более кру-

тыми углами падения. Тело сложено в восточной части гранодиоритами и сиенито-диоритами, переходящими на контакте с вмещающими породами в диориты и диоритовые порфириты. Западная часть Туюкского лакколита сложена диоритами, габбро-диоритами и диоритовыми порфиритами. В периферической части тела породы имеют грязно-зеленую и розовато-зеленую окраску и четкую порфировую структуру. На участках глубокого эрозионного среза устанавливаются породы с гипидиоморфнозернистой структурой.

Восточно-Темирликский лакколит имеет ориентировочно те же размеры. Он согласно залегает среди слоистых песчаников далаашикской свиты и сложен, главным образом, порфировыми гранодиоритами.

Более мелкие силлы мощностью от 0,5 до 40 м также прослеживаются на значительные расстояния и иногда наблюдаются в виде изолированных линз. Они широко развиты в слоистых туфогенно- и эффузивно-осадочных породах далаашикской свиты. В массивных породах силлы почти не встречаются.

#### Средне-верхнекаменноугольные субвулканы

В крайней юго-восточной части территории В. И. Сорокоумов и С. Я. Шувалов (1963) выделяют большое количество мелких (50×75 м) округлых жерловин — некков среди вулканических продуктов среднего-верхнего карбона.

К средне-верхнекаменноугольным субвулканическим образованиям относятся, по-видимому, также многочисленные штоки гранодиоритов и диоритов на северном склоне Терской Алатау, где, по данным В. Б. Рахмана (1963), они имеют активные контакты с породами среднего-верхнего карбона.

Средне-верхнекаменноугольные субвулканы известны также в горах Улькун-Богуты, в осевой части Кетменского хребта и на других участках.

**Улькун-Богутинский субвулкан.** По величине это один из наиболее крупных субвулканов, который связывается со средне-верхнекаменноугольным вулканизмом. Вероятно, этот субвулкан, протягивающийся на 20 км при ширине 1—2 км, закупоривает трещинное жерло мощного вулканического аппарата, продукты которого описаны в разрезах Бала и Улькун-Богутинских гор.

По данным этих разрезов, очаг максимального вулканического извержения должен был находиться в районе Бала-Богутинских гор, являющихся, по-видимому, одним из склонов вулканического аппарата, где имелись дополнительные кратеры и извержение вулканических продуктов было наиболее интенсивным. Улькун-Богутинский субвулкан сложен лейкократовыми щелочными гранитами.

О строении других субвулканических тел имеются самые общие сведения. Это преимущественно незначительных размеров штоки, закупорившие вулканические жерла. Они сложены гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и диоритами.

Жерловины-некки, среднего-верхнего карбона, сложены массивными, иногда флюидальными кварцевыми порфирами (В. М. Сорокоумов, С. Я. Шувалов). Флюидальные полоски имеют вертикальное направление. На контакте с вмещающими породами в кварцевых порфирах наблюдаются эруптивные брекчии. Кварцевые порфиры характеризуются светло-серой и розовато-серой окраской, порфировым строением с фельзитовой основной массой.

### Пермские субвулканы

Извержения пермских вулканов сопровождались образованием различной величины субвулканических тел и гипабиссальных массивов, закупоривающих вулканические каналы в зонах тектонических нарушений. Характерно, что те из них, которые сложены кислыми породами, отличаются большими размерами, подчеркивая, таким образом, трещинный характер извержений в зонах крупных тектонических нарушений.

Субвулканические тела, формирование которых завершают пермские вулканические процессы, сложены диоритами, сиенит-диоритами, габбро-диабазами, габбро-диоритами и редко гранодиоритами.

В Прилилийской подзоне на южном борту Илийской впадины выделяется очень большое количество пермских и постпермских субвулканов кислого и основного состава, которые прорывают отложения нижнего карбона и флористически охарактеризованные средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения.

Точно такие же тела выделяются В. М. Сорокоумовым и С. Я. Шуваловым (1963) в пределах Кетменского хребта.

В Восточно-Курдайской подзоне выделяются мелкие штокообразные тела, прорывающие эффузивно-пирокластические отложения кетменской свиты. Площади выхода субвулканов в Восточно-Курдайской подзоне колеблются от 0,8 до 6 кв. км.

### Мезозойские субвулканы

В мезозойскую эпоху вулканическая деятельность проявлялась лишь на отдельных участках Кетменской подзоны. Так, в междуречье рек Сумбе и Киргизсай известно одно штокообразное тело (Сорокоумов, Шувалов, 1963), сложенное оливиновыми диоритами кайнотипного облика. Оно прорывает габброиды и гранитоиды верхнепермского возраста.

На плоскогорье Уш-Хасан известны прослои эффузивных пород среди нижнеюрских отложений и незначительные по величине некки, прорывающие осадочные породы нижней юры (Блинов). Некки и эффузивные породы по составу относятся к долеритам.

## Глава VIII

# ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ТОКРАУ-АЛАКУЛЬСКОЙ ЗОНЫ

Большая часть Токрау-Алакульской структурно-фациальной зоны в каменноугольную и пермскую эпохи являлась ареной бурной наземной вулканической деятельности. Только в южной части обширного вулканического пояса располагался Саякский морской бассейн, в котором накапливались толщи вулканогенно-осадочных пород.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ СВИТ

Каменноугольные и пермские отложения рассматриваемой области разделяются на следующие свиты: каркаралинскую ($C_{1\,v-n}$), калмакэмельскую ($C_{1\,n}$—$C_2$), керегетасскую ($C_{2-3}$) и архарлинскую ($C_3$—$P_?$). Описание свит дается по материалам В. Я. Кошкина (1963).

### Каркаралинская свита

Каркаралинская свита развита на значительной части Токрау-Алакульской структурно-фациальной зоны. Южная граница распространения вулканогенных толщ, отделяющая их от одновозрастных вулканогенно-осадочных отложений Саякского бассейна, проходит от низовий р. Баканас в западном направлении через горы Калмак-Эмель до гор Табаккалган. Далее она круто поворачивает к северу, следует вдоль восточного края Центерлауского антиклинория, огибает его у р. Кусак и круто поворачивает к югу вдоль реки Токрау.

В западной части территории хорошие разрезы каркаралинской свиты наблюдаются в горах Кенели, Достар и в урочище Тесиктас. Узкая полоса вулканогенных пород каркаралинской свиты, кроме того, прослеживается в меридиональном направлении восточнее р. Токрау. В урочище Тесиктас нижние горизонты свиты представлены пироксеновыми андезитами мощностью до 200 м, залегающими на породах угленосной кемельбекской свиты (нижнее визе). Выше пироксеновых андезитов наблюдается сильно размытая пачка серых кристаллокластических туфов липарито-дацитов. Липарито-дациты перекрываются валунными конгломератами вышележащей калмакэмельской свиты.

В горах Кенели, Достар и к югу от них каркаралинская свита представлена мощной толщей туфов и игнимбритов липаритового и липарито-дацитового состава. Мощность кислых вулканических продуктов на отдельных участках (горы Кенели) достигает 1000 м.

На востоке в горах Калмак-Эмель, Сымбыл, Акшоки, Музбель нижние горизонты свиты, так же как и на западе, сложены пироксено-

выми андезитами и их туфами, с линзами туфобрекчий и лахаровых брекчий. Мощность этой стратифицированной пачки очень непостоянна, колеблется от 150 до 500 м. По данным В. Я. Кошкина, образование пачки связано с деятельностью крупного андезитового стратовулкана в районе гор Самбыл.

Восточнее, в горах Актогай, а также севернее гор Самбыл, в разрезе свиты наряду с андезитами и их пирокластами появляются лавы и туфы дацитового и липарито-дацитового состава. Кроме того, встречаются прослои угленосных пород. Мощность свиты увеличивается до 700 метров.

Характер распределения кислых и основных вулканических продуктов, их взаимоотношения приводят исследователей этой территории (Кошкин, 1963) к выводу об одновременной деятельности магматических очагов андезито-базальтового и липарито-дацитового состава.

К югу от вулканического пояса, в Саякской синклинали, каркаралинская свита представлена морскими осадочно-терригенными отложениями мощностью до 270 м. Собранная в них фауна брахиопод, мшанок, гониатидов и фораминифер подтверждает средневизейский-нижненамюрский возраст отложений.

### Калмакэмельская свита

Масштабы вулканизма в калмакэмельскую эпоху сохраняются в рамках предыдущей каркаралинской эпохи. Некоторое расширение вулканической деятельности происходило лишь на севере в области Чингизского антиклинория (Кошкин, 1963). Южная граница проходит вдоль горных хребтов Музбель, Акшакы, Калмак-Эмель, Табаккалган.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается в районе Калмакэмельской синклинали. На южном крыле синклинали В. Я. Кошкин (1963) выделяет четыре подсвиты и описывает следующий разрез (снизу вверх):

#### Первая подсвита

Вулкано-галечные конгломераты. Валуны состоят из различных гранитоидов, андезитов и диабазов, кислых эффузивов каркаралинской свиты. Размер отдельных глыб достигает до метра в поперечнике. Цемент песчано-туфовый, нередко чисто туфовый андезитового состава. Мощность непостоянная, не превышает 180 м.

Как представляется, крайне невыдержанная мощность конгломератов, туфовый состав цемента, так же как и состав валунного материала, говорит о том, что данные конгломераты являются скорее всего нагромождениями грязекаменных потоков — лахаров.

#### Вторая подсвита

Темно-зеленые пироксен-плагиоклазовые андезиты с крупными фенокристами зеленоватого плагиоклаза и черно-зеленого пироксена. Мощность — 240 м.

Андезитовые и андезит-дацитовые порфириты и их туфы. Характерной особенностью толщи является большое сходство андезитов и их туфов, в связи с чем стратификация заметна очень плохо.

Андезиты и туфы серого цвета с очень характерной пятнистой «рябчиковой» окраской, обусловленной присутствием многочисленных крупных фенокристов белого плагиоклаза и зелено-черного пироксена.

В туфах обычны «шлировые» включения размером до 10 см, овальной или веретенообразной формы, отличающиеся более крупны-

ми по сравнению с остальной породой включениями плагиоклаза и пироксена (весьма вероятно, что шлиры являются вулканическими бомбами и лапиллями). Мощность пачки — 750 м.

Характерно, что в двух километрах к востоку от горы Калмак-Эмель мощность подсвиты уменьшается до 100 м.

### Третья подсвита

Кристаллокластические туфы андезитового или андезито-дацитового состава по внешнему виду не отличаются от андезитов. Отмечается монотонный, массивный характер пачки. Мощность — 90 м.

Переслаивание разнозернистых, кристаллокластических туфов андезито-дацитового состава. Мощность — 25 м.

Кристаллокластические туфы андезито-дацитов, внешне весьма напоминающие андезит или андезито-дацит. Мощность — 55 м.

Темно-бурые андезито-дациты с многочисленными таблитчатыми фенокристами грязно-белого плагиоклаза. Мощность — 70 м.

Чередование туфобрекчий и витрокристаллокластических туфов андезито-дацитового или дацитового состава. Мощность — 90 м.

Сиренево-серые андезито-дациты с мелкими таблитчатыми выделениями плагиоклаза и пироксена.

К востоку мощность порфиров сильно увеличивается. Появляются новые покровы того же состава, но отличающиеся по окраске.

В урочище Ащиозек появляются игнимбриты дацитового состава, напоминающие по облику спекшиеся витрокристаллокластические туфы или эффузивы с четкими порфиробластами белого плагиоклаза. Игнимбриты образуют пачку с мощностью отдельных пластов от единиц до первых десятков метров. Мощность — 90 м.

Пачка серо-зеленых туфопесчаников и слоистых туфов. Мощность — 25 м.

Плотные массивные кристаллокластические туфы андезито-дацитов. Отмечается нечеткая стратификация толщи — следствие ее однообразия. Мощность — 150 м.

Переслаивание андезито-дацитовых литокристаллокластических туфов и дацитовых игнимбритов с хорошо заметной флюидальной текстурой. Пласты игнимбритов имеют мощность 10—15 м каждый. Общая мощность пачки — 70 м.

Буровато-серый «рябчиковый» андезит. К востоку замещается туфами и игнимбритами такого же и более кислого состава. Мощность — 170 м.

### Четвертая подсвита

Переслаивание литокристаллокластических туфов и игнимбритов дацитового, дацито-липаритового и трахидацитового состава. Мощность — 75 м.

Зеленовато-бурые литокристаллокластические грубообломочные слоистые туфы дацитового состава. Мощность — 50 м.

Бурые андезито-дациты. Мощность — 80 м.

Восточней на том же стратиграфическом уровне встречено 2 покрова буро-зеленых андезитов мощностью 70 м, разделенных туфами и игнимбритами кислого состава.

Игнимбрит дацитового состава с тонкой флюидальной текстурой. Мощность — 70 м.

Переслаивание туфов и игнимбритов липаритового, трахидацитового и липарито-дацитового состава. Мощность — 60 м.

Тонкофлюидальные игнимбриты трахилипаритового состава. Своеобразный облик пород и выдержанная мощность на десятки километров

по простиранию на южных и северных крыльях Калмакэмельской синклинали делают этот горизонт маркирующим. Мощность — 50 м.

Лилово-коричневые игнимбриты липаритового состава. Мощность — 30 м.

Общая мощность свиты в горах Калмак-Эмель — 2420 м.

К западу и к востоку от гор Калмак-Эмель мощность калмакэмельской свиты резко уменьшается, а верхняя подсвита кислых эффузивов исчезает вовсе.

На всей остальной территории вулканической области пользуются распространением андезиты и их туфы второй и третьей подсвиты.

Вместе с тем, следует отметить, что, если в калмакэмельском разрезе эти подсвиты выделялись достаточно четко, то на остальной территории эта четкость уже исчезает, поскольку исчезают различия в окраске и в текстурно-структурных признаках пород.

В Кусакской синклинали, например, на конгломератовой подсвите залегают массивные коричневые или сиреневые пироксеновые и пироксен-роговообманковые дацитовые порфириты и туфы общей мощностью — 600—700 м. Выше они сменяются красно-бурыми дацитовыми кристаллотуфами и темно-красными дацитами мощностью около 500 м.

В горах Достар, Кенели, в урочище Тесиктас развиты, главным образом, андезито-дациты и дациты, их пирокласты, отчасти игнимбриты. Мощность их подвержена сильным колебаниям: от 100—200 м в горах Достар, до 600—700 м — в урочище Тесиктас. По составу породы этого района более кислые, чем аналогичные образования в горах Калмак-Эмель.

В урочище Тесиктас, например, среди стратифицированной толщи кристаллотуфов и игнимбритов андезито-дацитового состава, встречена серия пластов красно-коричневых игнимбритов дацитового состава мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. Подобные же игнимбриты встречаются к северу от гранитной интрузии Майтас.

Среди андезитов встречаются прослои кислого состава. В частности, в горах Достар выше толщи андезито-дацитовых туфов и лав залегает пачка липаритовых кристаллокластических туфов, туфобрекчий и игнимбритов мощностью 70—80 м. Выше снова залегают миндалекаменные андезиты керегетасской свиты.

Вулканогенные образования калмакэмельской свиты широко развиты в центральной и северо-восточной части вулканической дуги. Обширные их поля картируются восточнее гор Архарлы и Катан-Эмель в горах Канжайляу, Жорга, Жаур. По составу они отвечают андезитам и андезито-дацитам и их туфам второй и третьей подсвит калмакэмельской свиты. По сравнению с более западными районами лавы преобладают над туфами, что объясняется, по мнению В. Я. Кошкина, тем, что выходы калмакэмельских андезитов встречаются в антиклиналях, где чаще всего распслагаются центры вулканических извержений. Места, удаленные от жерл вулканов, сейчас перекрыты более молодыми толщами.

Мощность вулканогенных пород калмакэмельской свиты плохо выдерживается и подвержена резким колебаниям. Так, например, в горах Канжайляу мощность пород андезитового ряда составляет 700—800 м, а уже в нескольких километрах к востоку эти породы полностью выклиниваются. Такое же быстрое уменьшение мощности и выклинивание происходит к северу и востоку от горы Жорга. Стратифицированная толща андезитов и их туфов мощностью до 800 м, слагающая этот горный массив, полностью выклинивается на расстоянии около 2 км. Такое линзовидное строение толщи свидетельствует о том, что мы имеем дело

с вулканическим центром — стратовулканом, подробно описанным нами ранее в Южной Джунгарии (Фремд, Каменский, 1963).

### Керегетасская свита

В зависимости от состава и характера отложений, которыми представлена керегетасская свита, в области ее развития выделяется четыре структурно-фациальных зоны (Кошкин, 1963).

1. Северная — Предчингизская зона активного вулканизма.
2. Калмакэмельская зона, расположенная южнее Предчингизской. Она сложена преимущественно туфогенными образованиями — продуктами извержения вулканических центров, действовавших в северной зоне.
3. Тастыйская зона, представленная преимущественно слоистыми туфами, накопление которых происходило в водной среде.
4. Саякская морская зона, сложенная вулканогенно-осадочным материалом.

В пределах северной зоны различается Предчингизская подзона андезито-базальтовых извержений и более южная подзона, где извержений андезито-базальтов не происходило, но куда проникали потоки андезито-базальтов с севера.

В Северной зоне керегетасская свита делится на 2 подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита представлена андезитами, трахиандезитами и андезито-базальтами, по своему облику довольно резко отличающимися от калмакэмельских андезитовых пород. Обычно это очень мелкозернистые плотные породы с мелкими фенокристами плагиоклазов и пироксена, иногда совершенно афировые. Нередко встречаются миндалекаменные разности, которым сопутствуют яшмы, образующие мелкие гнезда и прожилки.

В западной части зоны строение андезито-базальтовой толщи выглядит иначе. В районе горы Жорга нижняя часть разреза сложена олигоклазофировыми андезитами и миндалекаменными базальтами с миндалинами, выполненными хлоритом и халцедоном. Мощность этой толщи 300—400 м.

Выше залегают бурые плагиопорфировые андезиты, чередующиеся с олигоклазофировыми и афировыми андезитами. Мощность 200—300 м.

Этот тип разреза сохраняется без особых изменений вдоль всей полосы к востоку и юго-востоку через горы Жорга, Кара-Озек, Улькен-Кикунтай. Довольно мощные потоки лав, постепенно выклинивающиеся к югу, прослеживаются до гор Архарлы и Музбель.

К северу от горы Жорга фации вулканических пород несколько изменяются: увеличивается количество базальтовых миндалекаменных порфиритов, появляются горизонты окремненных алевролитов и песчаников.

Выше андезито-базальтов нижней подсвиты залегает толща кислых эффузивных пород верхней подсвиты. В отдельных случаях, например, в горах Канжайляу, отмечаются кислые вулканические породы, синхронные с породами нижней подсвиты.

Представлены кислые вулканогенные породы верхней подсвиты исключительно грубообломочными литокластическими туфами, туфобрекчиями и игнимбритами липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава. Среди туфов, как это видно по спеканию пепловых частиц, имеются переходные разности к игнимбритам.

Для кислых вулканогенных толщ керегетасской свиты очень характерны быстрая изменчивость отдельных пачек и пластов по простиранию и отсутствие маркирующих горизонтов. Несколько большая выдержанность наблюдается только у игнимбритовых покровов. Судя по

большому количеству экструзий и некков, развитых в области развития верхней подсвиты, подобное невыдержанное строение вулканогенной толщи обусловлено одновременной деятельностью (эксплозиями) многочисленных вулканических центров с ограниченным радиусом действия.

Вулканогенные породы верхней подсвиты развиты, главным образом, к югу и юго-западу от Предчингизья, в центральной части вулканического пояса. Почти непрерывная полоса липаритовых туфов и игнимбритов прослеживается от гор Жаур к западу. Крупное поле игнимбритов и туфов кислого состава расположено в междуречье Кусак и Эспе, слагая горы Чубарайгыр. Западнее реки Кусак кислыми вулканическими породами сложены горы Керегетас, Жельтау, а западней реки Токрау — горы Достар, Каракия, Архарлы и др. Всюду наблюдается грубая, но вполне четкая стратификация толщ, проявляющаяся в чередовании разнообразных туфов и игнимбритов. Сохранившаяся мощность кислых вулканогенных пород в этом районе колеблется от 100 до 500 м. Около 50% мощности приходится на игнимбриты.

Пирокластические толщи прорваны большим количеством экструзивных тел разнообразной формы и размеров — от даек небольшой мощности до изометрических массивов площадью в несколько квадратных километров. Площади экструзий нередко составляют от 30 до 50% всей площади выходов вулканогенных пород (Кошкин, 1963).

В Калмакэмельской зоне, как уже отмечалось, происходило накопление пирокластических пород, связанных с деятельностью вулканических центров, расположенных на севере. Северная граница зоны довольно резкая. Она отмечается по смене почти неслоистых пачек игнимбритов и грубообломочных туфов, развитых в северной зоне активного вулканизма, на отчетливо стратифицированные толщи вулканогенно-осадочных пород, образующих пологие крупные брахискладки.

Строение вулканогенно-осадочной толщи Калмакэмельской зоны хорошо наблюдается по южному борту Калмакэмельской синклинали. Здесь, по В. Я. Кошкину, залегает толща чередующихся между собой конгломератов (лахаров ? **Г. Ф.**), лав и пирокластических образований трахилипаритового, трахиандезитового и андезито-дацитового состава общей мощностью 1520 м.

Для керегетасской свиты Калмакэмельской зоны характерна выдержанность отдельных пачек и даже пластов по простиранию. Отдельные пласты туфов и особенно игнимбритов прослеживаются на 10—20 км, при мощности не свыше первых десятков метров. Но, вместе с тем, в пределах некоторых пачек наблюдается смена одних пород другими.

Вулканогенно-осадочную толщу керегетасской свиты В. Я. Кошкин разделяет на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преобладающим количеством осадочных пород, состоящих из обломков калмакэмельских эффузивов среднего и основного состава.

Верхняя подсвита сложена почти целиком вулканическими породами липаритового ряда с отдельными отклонениями в сторону дацитов и трахитов. Вместе с тем, в разрезе встречаются линзы андезито-дацитовых туфов, связанных с деятельностью андезитовых вулканов.

В Тастыйской зоне отложения керегетасской свиты образуют полосу северо-западного простирания длиной в 30 км и шириной 2—2,5 км. Залегает керегетасская свита согласно с калмакэмельской.

Подробные разрезы свиты приводятся В. Я. Кошкиным к югу от г. Калмак-Эмель. В ее составе описаны эффузивно-пирокластические образования липаритового, липарито-дацитового, дацитового и изредка андезито-базальтового состава, а также чередующиеся с эффузивами

прослои конгломератов, песчаников, туфо-песчаников, туффитов. Мощность до 1200 м.

Западнее описанного разреза, у колодца Тасты, выше базальной пачки конгломератов проявляется покров мелкозернистых диабазовых порфиритов мощностью до 30 м. В 3—5 км к югу от покрова, в толще пород кемельбекской свиты располагается целая серия согласных тел диабазовых порфиритов довольно крупных размеров; вполне возможно, что они являются субвулканическими интрузиями и корнями покровов.

Как видно из разреза керегетасской свиты Тастыйской зоны, она так же как и в Калмакэмельской зоне делится на две подсвиты, сохранившие в целом тот же состав и строение.

Тип вулканических накоплений здесь свидетельствует о значительном удалении их от области извержения, причем большинство туффов осаждалось в водной среде и нередко являются переотложенными. Мощные извержения конца керегетасского века донесли, хотя и в небольшом количестве, до Тастыйской зоны раскаленные пепловые массы, образовавшие несколько пластов игнимбритов.

В Саякской синклинали, представляющей крупную и четкую брахиструктуру, выходы отложений керегетасской свиты занимают площадь 30×50 км. Они отличаются незначительной фациальной изменчивостью.

Разрез керегетасской свиты следующий.

Валунно-галечный конгломерат. Состоит из обломков коричневатых и серо-бурых игнимбритов, липарито-дацитовых порфиров, серо-белых кварцитов и ярко-красных яшм. Валуны хорошо окатаны, обычно покрыты пленкой бурых гидроокислов железа. Цемент песчанистый. Распространение конгломератов ограничивается северным крылом Саякской синклинали, выклиниваясь к югу. В том же направлении идет и уменьшение размеров валунов, достигающих на севере одного метра в поперечнике. Мощность до 100 м.

Серый, местами буроватый крупнозернистый литокристаллокластический туф липарито-дацитового состава с пепловым базисом. Сложение массивное, местами типа игнимбрита. Характерной чертой является выдержанность пласта этих туфов, прослеживающихся без изменения мощности и состава по всей Саякской синклинали — 100 м.

Переслаивание полимиктовых и туфогенных песчаников, алевролитов с подчиненным количеством туффитов и пепловых туфов кислого состава. Породы окрашены в серо-зеленые, дымчато-серые, табачные тона. Мощность — 460—520 м.

Переслаивание разнообразных пепловых, литокристаллокластических туфов липаритового и липарито-дацитового состава с подчиненным количеством песчаников, алевролитов, известняков. Преобладают тонкозернистые, слоистые туфы, окрашенные в зеленые, дымчато-зеленые цвета; на северо-востоке синклинали зеленые тона окраски обычно сменяются красными. Роль туфового материала в осадках несколько уменьшается на юго-востоке. В противоположность этому, к юго-востоку появляются известняки, отсутствующие на западе. В верхней части толщи известняки образуют пласты и целые пачки мощностью от единиц до десятков метров. Известняки в основном органогенные, обычно содержат богатую фауну брахиопод, кораллов, мшанок, фораминифер, указывающих на среднекаменноугольный возраст отложений. Мощность — 700—750 м.

Общая мощность разреза 1360—1470 м.

В морском разрезе керегетасской свиты выделяются те же подсвиты, что и на севере, но здесь на них накладывается отпечаток отложения

в морском бассейне в значительном удалении от северного вулканического континента.

Преобладающая часть вулканогенно-осадочного материала в отложениях керегетасской свиты Саякской зоны имела своим источником северный вулканический континент и отражала все изменения в его тектоно-вулканической обстановке. Но наряду с этим существовали и другие источники вулканического и обломочного материала.

Большой интерес в этом отношении, как отмечает В. Я. Кошкин (1963), представляет обширный горизонт липаритовых игнимбритов в основании керегетасской свиты. Большая мощность пласта и довольно крупные размеры обломков указывают на сравнительную близость его к месту извержения. Точное положение вулканического центра и его тип неизвестны, так как в Саякской синклинали и в ее ближайшем окружении совершенно отсутствуют вулканические породы субвулканической и жерловой фаций. По самому пласту игнимбритов, характеризующемуся устойчивой мощностью (50—70 м) и однообразным составом в пределах всей огромной площади его выхода, также нельзя определить источник вулканического материала. Постоянство состава, структурных и текстурных признаков в объеме всего пласта скорее всего говорит об образовании его в один мощный вулканический акт, во время которого произошел выброс колоссальных масс раскаленного пепла, образовавших сплошной покров на площади не менее 1500 км$^2$.

Залегающая выше горизонта игнимбритов пачка аркозовых песчаников того же состава, что и игнимбриты, образовалась, скорее всего, за счет размыва вулканического аппарата. Как вполне справедливо предполагает В. Я. Кошкин, вулканический центр располагался в центральной части Саякской синклинали, занятой теперь крупным гранодиоритовым массивом. Предположение В. Я. Кошкина подтверждается и тем, что в верхнепермское время, примерно в этом же районе происходили извержения андезитов, да и само возникновение Саякских интрузивов, сопровождаемое массой дайковых тел, указывает, что центральная часть Саякской синклинали являлась временами вулканически активной.

Таким образом, имеются все основания, чтобы рассматривать Саякскую интрузию и весь комплекс связанных с ней дайковых тел, как «интрузию под вулканом» (Власов, 1963), представляющую корневую часть огромного по размерам среднекаменноугольного Саякского стратовулкана.

### Архарлинская свита

Отложения архарлинской свиты встречаются в виде отдельных участков в ядрах брахисинклинальных складок к юго-востоку от гор Архарлы. На остальной площади некогда обширного пермского вулканического пояса отложения архарлинской свиты почти полностью размыты и переотложены в Саякском морском бассейне, где ими сложена вся центральная часть Саякской брахисинклинали.

Строение архарлинской свиты на севере, в районе гор Архарлы, по В. Я. Кошкину, выглядит следующим образом.

На размытой поверхности пород керегетасской свиты залегают туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники серых, табачно-серых, серо-желтых тонов окраски. Грубообломочный материал сосредоточен в северо-западной части синклинали, по простиранию к югу он сменяется мелкозернистым. Перемежаемость различных пород очень пестрая. Мощность отдельных слоев колеблется от долей сантиметра до метров.

Туфобрекчии состоят из глыб кварцевых порфиров субвулканиче-

ского типа, табачно-зеленого цвета нижнекерегетасских андезитовых порфиритов, светло-серых, розовых фельзит-порфиров размером иногда до 2-х метров. Цементирующая масса туфолав липарито-дацитового состава, содержит в числе пирокластов многочисленные обломки кристаллов кварца.

Сосредоточение грубообломочного туфового материала в северо-западной части синклинали указывает на существование здесь вулканического аппарата. С этим же вулканическим центром связаны и субвулканические тела фельзит-порфиров. Мощность толщи — 350 м.

Выше залегают грязно-зеленые литокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава. На фоне плотного пеплового базиса выделяются обломки кристаллов кварца, кислого плагиоклаза, куски лав кислого состава. В верхней части пачки материал становится более грубозернистым, возрастает количество крупных обломков грязно-желтых фельзит-порфиров, туфы переходят в туфобрекчии. Венчается пачка метровым пластом вулканических бомб кварцевого порфира — 125 м.

Частое переслаивание разнозернистых литокристаллокластических туфов липарито-дацитового состава, преимущественно грубозернистых, туфобрекчий, песчаников, алевролитов. В туфобрекчиях глыбы достигают иногда 2-х метров в поперечнике. Цвет пород серо-зеленый, зеленый, табачный — 55 м.

Слоистые ритмические алевролиты, туффиты, мелкозернистые туфопесчаники с редкими прослоями литокристаллокластических и пепловых туфов липарито-дацитового состава. Цвет пород серо-зеленый, зеленый — 40 м.

Частое неравномерное переслаивание лито- и витрокристаллокластических туфов липарито-дацитового состава, алевролитов, песчаников, туффитов. Преобладают мелкозернистые породы. Встречено несколько пластов вулканических бомб и лапилли. Породы окрашены преимущественно в серо-зеленые тона, встречаются и ярко-зеленые цвета в туфах. В верхней части пачки имеются прослои черно-серых алевропелитовых туффитов с отпечатками флоры — 260 м.

Игнимбрит липарито-дацитового состава. Цвет лилово-бурый, сложение плотное с хорошо выраженной флюидальностью, подчеркиваемой многочисленными расплющенными включениями лав более темного цвета — 10 м.

Литокристаллокластические туфы липаритов серо-желтого цвета. Породы имеют плотное, массивное сложение. Микроскопически устанавливаются местами спекания пепловых частиц базиса — 35 м.

Витрокристаллокластический туф и туфобрекчии липарито-дацитового состава серо-лилового цвета с прослоями игнимбритов — 150 м.

Витрокристаллокластические туфы и игнимбриты андезитов — 70 м.

Грубозернистые литокристаллокластические туфы липарито-дацитов — 75 м.

Гравелиты, мелкогалечные конгломераты, песчаники. Состоят из плохоокатанных обломков эффузивов кислого состава, андезитов. Встречаются прослои и линзы хорошо окатанных среднегалечных конгломератов — 150—170 м.

Литокристаллокластический туф липаритового состава — 50 м. Общая мощность разреза 1310—1330 м.

Толщу вулканогенно-осадочных пород гор Архарлы рвут многочисленные, довольно крупные тела субвулканических фельзит-порфиров розового цвета. Больше всего их сосредоточено на северо-западе гор, где намечается вулканический центр.

К юго-востоку от гор Архарлы характер разреза свиты сохраняется, за исключением верхних туфо-игнимбритовых накоплений.

В основании разреза по-прежнему залегает толща грубозернистых

пород — туфобрекчий или конгломератов с песчаниками, сменяющих друг друга по простиранию. Состоят породы из обломков преимущественно субвулканических порфиров лиловых, серых, табачных тонов. Цементирующая туфовая масса содержит большое количество кристаллокластов альбита и, что особенно характерно, кварца. Четкой верхней границы толщи нет. Мощность непостоянная, порядка 250 м.

Далее к востоку, в горах Таскатан, туфобрекчии, туфы и конгломераты основания сменяются массивными литокристаллокластическими туфами липаритового состава серого, серо-табачного цвета. Состав туфа такой же, как у туфового базиса брекчии района гор Архарлы. Выше, в горах Тогуз, Таскатан и других, толща грубозернистых туфогенно-осадочных пород, как и в Архарлинской синклинали, становится более мелкозернистой, сохраняя тот же состав обломков. Туфобрекчии и грубые туфы сменяются мелко- и среднезернистыми слоистыми туфами, туфопесчаниками, алевролитами, кое-где продолжают встречаться прослои грубозернистых туфов, но в целом роль осадочных пород резко возрастает и сами туфы являются обычно переотложенными. В горах Таскатан выше массивных туфов появляются слоистые псаммитовые туфы того же состава, далее следуют тонкозернистые туфогенно-осадочные породы. В верхней части осадочно-туфогенной толщи повсеместно господствуют тонкозернистые песчаники, туффиты, алевролиты; встречаются прослои витрокристаллокластических туфов.

Для толщи характерно частое переслаивание пород. Мощность этой части разреза довольно постоянна и равна 400—500 м.

Образование архарлинской свиты, по В. Я. Кошкину, происходило в два основных этапа. Первый начался мощной сравнительно кратковременной эксплозивной деятельностью, создавшей накопления туфобрекчий вокруг вулканических аппаратов и впоследствии грубообломочных продуктов их размыва. Местами (г. Таскатан) происходили мощные извержения раскаленных пепловых масс. С последовавшим затем спадом вулканической активности связано накопление преимущественно мелкозернистых продуктов размыва вулканических толщ.

Второй этап, охвативший бо́льший промежуток времени, чем первый, проявился в новом усилении вулканической деятельности и в накоплении более разнообразных продуктов.

В Саякской брахисинклинали отложения архарлинской свиты представлены морскими и лагунными осадочно-туфогенными породами. Сохранившиеся выходы сосредоточены в пределах центральной части Саянской синклинали на площади 40×30 км.

### ПОЛИГЕННЫЕ ВУЛКАНЫ (КИСЛЫЕ И ОСНОВНЫЕ)

Краткие сведения о средне-верхнепалеозойских вулканических аппаратах в Северном Прибалхашье содержатся, главным образом, в работах В. Я. Кошкина (1963), В. Г. Трифонова (1964), а также некоторых других авторов.

По данным этих авторов андезитовые и липаритовые вулканы функционировали в каменноугольное время одновременно и независимо друг от друга.

Руины одного из андезитовых стратовулканов В. Я. Кошкин описывает в юго-восточной части Калмакэмельской синклинали, в долине рек Ащи-Озек. Этот стратовулкан сохранился в виде крупной линзы из андезитов и их туфов, залегающей среди кислых вулканогенно-осадочных пород каркаралинской свиты. Мощность линзы на протяжении 5 километров увеличивается от 150 м у восточного конца Калмакэмельской синклинали до 500 м — на западе. По мере увеличения мощности линзы увеличивается и количество грубообломочного материала в ту-

фах вплоть до туфобрекчий с угловатыми глыбами сильно измененного андезита. Размеры отдельных глыб достигают 0,5 м в поперечнике.

В грубообломочных туфах, образующих центральную часть вулканического аппарата, наблюдается вертикальная или крутопадающая к югу ориентировка обломков, при общем падении толщи к северу под углом 30—40°.

В пределах вулканической постройки в большом количестве встречаются рвущие субвулканические тела и реже согласные залежи андезитового состава.

Кислые вулканические центры каркаралинской эпохи, по данным В. Я. Кошкина, располагались, главным образом, на западе в районе гор Кенели, где мощность кислых пород достигает 1000 метров и резко уменьшается во всех направлениях.

В калмакэмальскую эпоху, также как и в предшествовавшую ей каркаралинскую, происходила одновременная деятельность кислых и основных вулканических центров. Однако, как отмечает В. Я. Кошкин, деятельность кислых вулканов ограничивалась незначительной территорией.

Один из крупных трещинных щитовых вулканов того времени располагался в горах Калмак-Эмель. Кратер вулкана, приуроченный к региональной трещинной зоне, ограничивающей вулканическую область с юга, достигал в длину 12 км. Вулкан отличался асимметричным строением. Слагающая его андезитовая толща, мощность которой вдоль кратерной зоны достигает тысячи метров, резко на расстоянии всего двух километров выклинивается в западном и северо-западном направлении. В то же время в северо-восточном направлении андезитовые потоки прослеживаются на 5—10 километров. С юга вулкан был ограничен зоной поднятий, в пределы которой лавовые потоки не проникали, а происходило накопление туфов мощностью до 200 метров.

В процессе вулканической деятельности в зоне максимального накопления вулканических пород происходила постепенная просадка основания. В связи с этим, несмотря на колоссальный объем извергнутых вулканических продуктов, они не создали положительных форм рельефа. После прекращения деятельности вулкана лавы и пирокласты следующего вулканического этапа легли, таким образом, на ровную поверхность более ранних вулканических образований. Эти особенности строения вулкана, как отмечает В. Я. Кошкин, хорошо наблюдаются на современном эрозионном срезе в горах Калмак-Эмель.

Другие центры вулканических извержений, выраженные менее отчетливо, наблюдаются в той же тектонической зоне. Наиболее заметные из них описаны у месторождения Кемельбек и в горах Каражал.

Крупный вулканический щит, близкий по типу к калмакэмельскому, образует гору Кокжайляу у северного края вулканической области. Его поперечник равен 10 км.

Вулканические аппараты, относящиеся к самой верхней подсвите калмакэмельской свиты, располагались северней и южней Калмакэмельской синклинали. В частности, один из крупных андезитовых вулканов функционировал севернее горы Керегетас. От него сохранился хорошо видный на современном эрозионном срезе валообразный андезитовый поток, преграждавший распространение на запад потоков игнимбритов.

К востоку и северо-востоку от Калмакэмельской синклинали располагаются многочисленные жерловые и субвулканические массивы, сложенные тонкофлюидальными липаритами и туфолавами, весьма на-

поминающими игнимбриты маркирующего горизонта калмакэмельской свиты.

Небольшие жерла, выполненные андезитами и их туфобрекчиями, встречаются и в южном крыле Калмакэмельской синклинали.

Весьма характерно их строение. Центральная часть жерла, как отмечает В. Я. Кошкин, сложена андезитами или андезито-дацитами, а на периферии развито кольцо из туфобрекчий того же состава.

Распределение вулканов в калмакэмельскую эпоху носит ареальный характер. Большинство известных вулканических центров этого времени приурочено к тектоническим трещинам второго порядка и только наиболее крупные вулканы располагаются вдоль региональных разломов, ограничивающих вулканическую область. К таким вулканам относятся горы Калмак-Эмель, Канжайляу, Каражал и др.

Кислые вулканические аппараты среди отложений калмакэмельской свиты В. Я. Кошкиным не отмечаются. Однако, судя по широкому развитию мощных игнимбритовых покровов, можно предполагать энергичную деятельность крупных трещинных аппаратов или не менее крупных вулканов центрального типа.

Подтверждением этому может служить кислый вулканический центр, обнаруженный В. Г. Трифоновым в составе третьей подсвиты калмакэмельской свиты в 5 километрах к северу от гор Керегетас. Здесь выделяется крупная линза лавобрекчий, заметно отличающаяся от вмещающих ее дацитовых туфов по присутствию крупных обломков.

В этой лавовой брекчии обломки и цементирующая масса состоят из дацитовых порфиров. Обломки часто округлены и напоминают лапилли и вулканические бомбы. Некоторые обломки достигают 10 см в поперечнике. Эти лавы и лавобрекчии, образующие в плане округлое тело, выполняют, по-видимому, жерло вулкана.

Вокруг вулканического жерла располагаются пологозалегающие (20—25°) различные вулканические породы. Среди них в направлении с юга на север выделяются:

1. Лавы, туфовые и лавовые брекчии дацитов и липарито-дацитов.
2. Литокластические и витрокластические туфы того же состава.
3. Дациты с плагиоклазовыми, реже с пироксеновыми вкрапленниками.

В керегетасскую эпоху продолжается деятельность андезитовых стратовулканов, которые отмечаются вдоль полосы отложений нижнекерегетасской подсвиты, протягивающейся через горы Жорга, Кара-Озек, Улькун-Кикунтай. Довольно мощные потоки андезитовых лав, постоянно выклинивающихся к югу, проникают до гор Архарлы и, по-видимому, до гор Музбель. Ряд андезитовых вулканов трещинного типа отмечает В. Г. Трифонов (1964) для калмакэмельской и керегетасской свит. Они представлены крупными линзами и линзовидными пластами андезитов и андезито-дацитов. На отдельных участках в андезитовых линзах имеются мощные раздувы, соответствующие вулканическому жерлу.

Один из таких раздувов описан В. Г. Трифоновым в 2 км к северо-востоку от гор Керегетас в составе калмакэмельской свиты. Площадь раздува равна 1 кв. км. Его ширина составляет 300 метров, что в два раза превышает ширину обычной линзы.

Андезиты, образующие раздув, отличаются вертикальной в центре и веерообразно направленной по крыльям флюидальностью и ориентировкой обломков. На андезитах и их лавобрекчиях залегают туфовые брекчии, а выше — витрокластические туфы дацитового состава. С приближением к раздуву первые выклиниваются, а вторые резко сокра-

щаются в мощности. При этом витрокластические туфы прислонены к лавобрекчиям, залегающим по краям раздува. Из этого видно, что во время накопления туфов и туфобрекчий раздув, представляющий жерло вулкана, возвышался над окружающей местностью.

Подобные же раздувы с вертикальной и крутой веерообразной флюидальностью и ориентировкой вкрапленников описаны в ряде линз в северном борту Калмакэмальской синклинали.

Кислые вулканические центры известны, главным образом, среди отложений верхнекерегетасской эпохи. Судя по описаниям В. Я. Кошкина, к ним могут быть отнесены горы Керегетау, Жельтау, Достар, Каракия, Архарлы.

Во всех случаях отмечается грубая, но достаточно четкая стратификация толщи, проявляющаяся в чередовании разнообразных, обычно грубозернистых туфов и игнимбритов.

Липарито-дацитовый вулкан описан В. Г. Трифоновым в 5 км северо-западней гор Керегетас в нижней подсвите керегетасской свиты. Морфологически вулкан представляет собой отдельную сопку высотой 15 м и площадью 200×300 м. В северной части сопки уплощенные обломки в брекчии ориентированы почти вертикально. Южнее и восточнее они наклонены на юг и юго-восток под углом 15—20° согласно с прослоями лав и туфов, залегающих среди брекчий.

Между брекчиями с вертикальной ориентировкой, слагающей жерло вулкана, и брекчиями с пологой ориентировкой, слагающей вулканический конус, наблюдается резкий крутой контакт. В плане контакт образует дугу, обращенную выпуклостью на юго-восток.

Таким образом, очевидно, что лавовые брекчии с вертикальной ориентировкой обломков выполняют вулканическое жерло, а лавобрекчии с пологой ориентировкой обломков слагают вулканический конус. По мере удаления от жерла лавобрекчии сменяются туфобрекчиями, а затем и туфами (в 600 м от жерла).

Диаметр несколько асимметричного конуса вулкана достигает 2,5 км. Вулканические породы, слагающие жерло, сильно окварцованы. Лавовые брекчии, заполняющие центральную часть жерла, окварцованы относительно слабо, но к краям жерла окварцевание постепенно возрастает и достигает своего максимума в прижерловой части конуса и снова уменьшается на периферии.

В прижерловой части конуса породы местами превращены во вторичные кварциты с реликтами первичных структур и текстур. Наиболее крупные линзы кварцитов обнаружены в обрыве конуса к юго-западу от жерла вулкана. Помимо окварцевания наблюдается ожелезнение пород вулканического конуса, особенно сильно повышающееся в пласте литокластического туфа и некоторых пластах лавовых брекчий. Нужно полагать, что окварцевание и ожелезнение — процесс, связанный с проявлением термальной деятельности вулкана.

Широкое развитие игнимбритов свидетельствует о мощной эксплозивной деятельности многочисленных вулканических центров, среди которых, вероятно, были как трещинные, так и центральные вулканы. Деятельность крупного вулканического центра продолжалась в Саякской мульде. Об этом свидетельствует игнимбритовый горизонт с выдержанной мощностью 70—100 м, который развит в Саякской мульде на площади 1500 кв. км. Предполагаемое жерло вулкана, как уже отмечалось, закупорено крупным гранодиоритовым массивом.

Вокруг вулканических центров отмечаются многочисленные экструзивные массивы разнообразной формы и размеров. Площадь выходов наиболее крупных из них достигает нескольких кв. км.

В архарлинскую эпоху особенно большое значение имела деятельность кислых вулканических центров, вокруг которых происходило накопление мощных толщ туфов, туфобрекчий, игнимбритов липаритового и липарито-дацитового состава. На широкое развитие кислых вулканических аппаратов указывают так же и многочисленные, иногда довольно крупные тела субвулканических гранитов и гранит-порфиров. Наиболее крупные экструзивные тела располагаются на севере гор Архарлы, где, по-видимому, функционировал особенно мощный вулканический центр.

## Глава IX

# ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЗМА ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОГО ПОЯСА

На основе палеовулканологических реконструкций, проведенных весьма детально для Южной Джунгарии, и затем в более общих чертах для Заилийско-Кетменской и Токрау-Алакульской вулканических зон, представляется возможным рассмотреть в общих чертах историю верхнепалеозойского вулканизма Джунгаро-Балхашского пояса в рамках отдельных геологических эпох.

### Нижне-среднекаменноугольная эпоха

В нижнем и начале среднего карбона в результате интенсивной вулканической деятельности почти на всей территории Джунгаро-Балхашского вулканического пояса (Джунгарского компенсационного прогиба, Фремд, 1963) происходит накопление мощных вулканических толщ, отличающихся большой фациальной изменчивостью. На коротких расстояниях кислые вулканические породы замещаются основными и средними, пирокластический или терригенный материал замещается эффузивным. В соседних разрезах наблюдаются совершенно различные породы: в одних случаях это эффузивы и пирокласты среднего и основного состава, в других — кислые игнимбриты или перемежающиеся пачки тех и других. Это обстоятельство указывает на синхронность вулканических образований различного состава, являющихся продуктами одновременно действующих разнотипных вулканических аппаратов.

Эксплозии кислых вулканических продуктов, представленных преимущественно игнимбритами и туфолавами (игниспумитами), были связаны с вулканами трещинного типа или архипелагами центральных вулканов, располагавшихся вдоль тектонически ослабленных зон. На трещинный характер извержения могут указывать значительная протяженность игнимбритовых толщ, прослеживающихся на десятки километров по простиранию. Так, в Заилийско-Кетменской зоне толщи кислых вулканических пород кетменской и кунгейской свит протягиваются более чем на 50 км вдоль гор Бокайдантау, Ортатау, Алмалы, Сигаты, Бала-Богуты при мощности 500—800 м и в горах Бала-Богуты до 1500 м. В горах Куулуктау кислые вулканические образования также прослеживаются на десятки км при мощности, выдержанной в пределах 700—800 м.

Не менее мощные и протяженные толщи игнимбритов зафиксированы в Южной Джунгарии в составе айнабулакской свиты и в Северном Прибалхашье в составе калмакэмельской свиты.

Одновременно с извержениями кислых вулканических продуктов происходит накопление вулканических продуктов андезито-базальто-

вого ряда. Они связаны, главным образом, с деятельностью многочисленных стратовулканов, также приуроченных к региональным тектоническим нарушениям. Судя по распределению кислых и основных вулканических продуктов, андезитовые стратовулканы располагались вдоль тех же тектонически ослабленных зон, которые контролировали размещение и «кислых» вулканических центров. В результате возникали смешанные липарито-андезитовые толщи, состоящие из чередующихся горизонтов пород кислого и основного состава. Продукты «основного» вулканизма в этих случаях представлены стратифицированными линзами или горизонтами андезитов и их туфов. В ряде случаев подобные линзы достигают десятков и более км по простиранию, в связи с чем их специфичные формы не всегда отмечались, и в большинстве случаев они описывались в качестве обычных стратиграфических горизонтов. Так, вероятно, один или несколько стратовулканических центров располагались в районе р. Дардамты на южном склоне Кетменского хребта, где кетменская свита, мощность которой по разрезу составляет 2250 м, состоит из базальтовых, диабазовых и андезитовых порфиритов и их туфов, перемежающихся с эффузивами и пирокластами кислого состава. В смежных районах (например р. Чон-Гол-Сай) толщи основного и среднего состава имеют уже подчиненное значение и замещаются кислым вулканическим материалом. Подобные же мощные стратифицированные линзы известны в Тургенском районе, где их длина колеблется от 15 до 20 км при мощности до 300 м. В ряде случаев основные вулканогенные продукты выделяются в составе кетменской свиты в качестве отдельных подсвит. Однако при ближайшем знакомстве они оказываются системами линзовидных тел, представляющих собой руины стратовулканов, залегающих среди полей кислых игнимбритовых образований.

Многочисленные руины стратовулканов описаны и в других частях Джунгарского компенсационного прогиба — в Южной Джунгарии и в Севером Прибалхашье.

Деятельность «кислых» и «основных» вулканических центров сопровождалась накоплением лахаровых брекчий и других вулканогенно-молассовых образований. Для последних характерно присутствие среди грубосортированных обломочных пород отдельных лавовых и туфовых горизонтов, свидетельствующих о непрекращающейся вулканической деятельности.

Нижнекаменноугольная эксплозивная деятельность сопровождалась внедрением различного состава, главным образом гранитоидных магм, застывавших в трещинных и центральных вулканических каналах в виде некков, экструзий и сравнительно крупных субвулканических массивов.

Более крупные из этих субвулканических тел должны рассматриваться как «интрузии под вулканами» (Власов, 1960). Благодаря неглубокому залеганию магматических камер такие интрузивы имели непосредственную связь с поверхностью.

Значительно большим распространением пользуются сравнительно мелкие экструзивные массивы, силлы и лакколитообразные тела (площадь выхода 0,5—5—10 кв. км), сложенные фельзитами и микрогранитами или их лавобрекчиями. Многочисленные их примеры описаны для различных частей Джунгарского компенсационного прогиба.

Субвулканические тела среднего и основного состава тяготеют к уже отмеченным структурно-тектоническим зонам. В настоящее время известно большое количество некков, силлов и даек основного состава. Однако следует иметь в виду, что нередко основные экструзии не фиксируются в связи с трудностью их выделения среди аналогичных им по составу эффузивно-пирокластических толщ.

### Средне-верхнекаменноугольная эпоха

Вулканическая деятельность средне-верхнекаменноугольной эпохи по своему характеру и интенсивности проявления почти не отличалась от нижнекаменноугольной. Кислые вулканические продукты, представлены, главным образом, игнимбритами липаритового состава, породами, которые описывались как кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, эльбитофиры и их туфы. Их образование связано с деятельностью трещинных аппаратов, типичных для нижнекаменноугольной эпохи. Пространственно и генетически эти образования находятся в непосредственной связи с нижнекаменноугольными вулканическими толщами и вулканическими центрами, деятельность которых, таким образом, не прекращалась с нижнекаменноугольного времени.

Вулканические продукты основного и среднего состава по-прежнему представлены стратифицированными линзами или горизонтами небольшой протяженности. Интересно отметить, что в районе гор Тур-Айгыр многие линзы основных эффузивно-пирокластических пород связаны с вулканическими центрами, деятельность которых началась еще в нижнекаменноугольное время.

Вулканические процессы средне-верхнекаменноугольной эпохи завершаются внедрением экструзивных и субвулканических образований, закупоривших жерла вулканических аппаратов. Подобные экструзивные и субвулканические массивы широко известны в районах развития среднекаменноугольных вулканических толщ.

### Пермская эпоха

В нижней перми интенсивная вулканическая деятельность продолжается на всей территории Джунгарского компенсационного прогиба. Однако в пределах Северного Тянь-Шаня и Северного Прибалхашья вследствие эрозионной деятельности нижнепермские вулканогенные образования сохранились на сравнительно ограниченных участках.

Деятельность «кислых» вулканов в эту эпоху в одних районах (Заилийско-Кетменская зона) имеет подчиненное значение, в других (Южная Джунгария, Северное Прибалхашье) продолжается с неослабевающей силой. Проявлялась деятельность «кислых» вулканов трещинными эксплозиями, в результате которых происходило накопление игнимбритовых толщ, чередующихся с прослоями вулканогенно-моласовых (лахаровых) образований.

Наряду с деятельностью «кислых» магматических центров продолжается деятельность «основных» (стромболианского типа), которая привела к образованию крупных андезитовых стратовулканов, по своему строению не отличающихся от стратовулканов верхнекаменноугольной эпохи.

Помимо эксплозивной деятельности вулканов типа Стромболи и Везувия в нижнепермскую эпоху происходит излияние и менее вязких потоков и покровов небольшой мощности.

Подобные андезито-базальтовые потоки достаточно часто картируются в виде прослоев среди туфогенно-осадочных пачек в различных частях нижнепермских разрезов. Их образование, по всей вероятности, было связано с формированием и деятельностью щитовых вулканов, остатками которых они в отдельных случаях и являются.

В нижнепермскую эпоху продолжается синхронная деятельность разнотипных, связанных с разноглубинными магматическими камерами вулканов, способствующих накоплению кислых и средних вулканических продуктов. Так, например, на северном склоне Кетменского хребта

известны разрезы, в которых потоки андезитов мощностью от 25 до 50 м перемежаются с пачками дацитовых игнимбритов и туфов с линзовидными прослоями лахаровых брекчий и косослоистых туфопесчаников. Эти разрезы отражают жизнь двух или трех вулканических центров, эксплозивно-эффузивная деятельность которых сопровождалась образованием лахаровых потоков.

В Южной Джунгарии в начале верхнепермской эпохи наблюдается некоторое ослабление вулканической деятельности и накопление мощных толщ вулканогенно-молассовых пород. На других участках в то же самое время вокруг отдельных вулканических центров и трещинных зон происходят в огромных масштабах извержения игнимбритов и других пирокластических продуктов.

Во вторую половину верхнепермской эпохи деятельность «кислых» вулканических центров в Южной Джунгарии приобретает ритмический характер: на участках седиментации туфолавовые и туфовые горизонты последовательно сменяются горизонтами слоистых туфов, туффитов и туфопесчаников.

Широким развитием среди кислых вулканических пород пользуются силлы, дайки и купола липаритового, фельзитового и трахилипаритового состава, являющиеся реликтами верхнепермских вулканов. Их распределение подчинено основным структурным линиям Джунгарского компенсационного прогиба.

Продолжают функционировать и центры излияний андезитовой и андезито-базальтовой магмы, приводящие в отдельных случаях к образованию стратовулканов, а в других случаях — к образованию щитовых вулканов.

В конце пермской эпохи, в связи с общим повышением тектонической активности, подновляются глубинные расколы земной коры, по которым происходят массовые излияния андезито-базальтовой магмы, застывшей в виде многочисленных покровов, силлов и экструзивных куполов.

Позднепермские кислые экструзивно-субвулканические образования также пользуются достаточно широким распространением. Некоторые из них, приуроченные к трещинным вулканам отличаются достаточно крупными размерами и обычно удлиненной формой.

### Нижнетриасовая эпоха

Вулканическая деятельность в нижнетриасовую эпоху в целом несколько ослабевает и возобновляется в полной мере лишь в отдельные, сравнительно кратковременные, отрезки геологического времени. В перерывах между пароксизмами вулканической деятельности происходит перенос и накопление вулканогенно-молассовых образований. Намечается расширение сферы и интенсивности деятельности «основных» вулканов по сравнению с «кислыми». Меняется, очевидно, и характер вулканической деятельности. Вместо бурно проявляющейся эксплозивной деятельности стромболианского типа все шире проявляется вулканизм гавайского типа, представленный деятельностью щитовых вулканов. Следы этой деятельности сохранились в виде многочисленных покровов, силлов, даек, а также куполообразных и лакколитообразных залежей андезито-базальтов.

Необходимо подчеркнуть, что верхняя возрастная граница для значительной части андезито-базальтов не определена.

Не подлежит сомнению, что для отдельных экструзий можно допустить верхнетриасовой или меловой и даже третичный возраст, что подтверждается их стратиграфическим положением в Кетменской и в Токрауской зонах.

## Выводы

Приведенные в настоящей работе данные позволяют сделать следующие главные выводы по истории вулканизма Джунгарского вулканического пояса в целом.

Одной из характерных особенностей внутреннего строения средне-верхнепалеозойских вулканических толщ является их пестрый литологический состав, варьирующий от липаритов до андезито-базальтов.

Важной особенностью состава вулканогенных толщ является резкое преобладание пирокластов над лавами. Коэффициент эксплозивности, подсчитанный для вулканогенных свит отдельных регионов, в частности для Южной Джунгарии, составляет 85—90% для андезитовых толщ и 90—95% — для липаритовых.

Формирование свит вулканогенной формации происходило в условиях одновременной или близкоодновременной деятельности вулканов, связанных как с «кислыми», так и с «основными» самостоятельными магматическими очагами, расположенными на разных глубинах и представляющих различные типы вулканической деятельности.

Образование кислых вулканогенных толщ было связано с аппаратами трещинного типа либо с архипелагами центральных вулканов, деятельность которых, приближавшаяся к катмайскому типу, обусловила скопления огромных масс игнимбритов и игниспумитов.

Формирование вулканогенных толщ андезитового состава происходило в связи с деятельностью стратовулканов стромболианского или везувианского типа, с выбросами огромных масс пепловых продуктов, чередующихся с излияниями лавы. Деятельность многих вулканов охватывала периоды, соответствующие формированию двух и более свит вулканогенной формации.

# ЧАСТЬ IV

# СРАВНЕНИЯ С ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИМ ВУЛКАНИЧЕСКИМ ПОЯСОМ

## Глава X

# ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ПОЯСА

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс представляет южное звено Восточно-Азиатского вулканического пояса — планетарной структуры, протягивающейся более чем на 8000 км вдоль окраины Азиатского материка.

Наряду с специфическими чертами строения и развития, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс обладает рядом особенностей общих и для других звеньев Восточно-Азиатского пояса, в связи с чем представляется целесообразным кратко охарактеризовать эту структуру в целом.

Восточно-Азиатский вулканический пояс, детально изученный в последние годы большим отрядом геологов (Устиев, Йциксон, Красный, Шаталов и многие другие) занимает, по мнению большинства исследователей, промежуточное положение между ранее намеченными С. С. Смирновым (1946) внешней и внутренней зонами Тихоокеанского подвижного пояса (рис. X—1). В отличие от внешней и внутренней зон этого пояса, представляющих область соответственно мезозойской и кайнозойской складчатости, Восточно - Азиатский вулканический пояс приурочен к зоне мощных дизъюнктивных дислокаций — глубинных разломов, разделяющих как области разновозрастной складчатости, так и захватывающих другие структурные элементы — от мезозойских срединных массивов до каледонид Катазии (Молчанова, Нагибина, Устиев, 1966). Важно отметить, что упомянутая зона разграничивает также и области с корой различного типа: континентальной — в области мезозоид и промежуточной — в области кайнозойской складчатости (Гайнанов, Косминская, 1963).



**Рис. X—1. Структурное положение Восточно-Азиатского вулканического пояса.** По тектонической карте Евразии, 1966.
1 — древние платформы, 2 —области протерозойской складчатости Станового хребта, 3—области байкальской складчатости, 4 — области каледонской складчатости, 5—области герцинской складчатости, 6—области мезозойской складчатости, 7—срединные массивы в области мезозойской складчатости, 8—области камчатской складчатости, 9 — Восточно-Азиатский вулканический пояс, 10 — линии простираний. Структуры морского и океанического дна: 11—участки эпимезозойских и более древних платформ, 12 — кайнозойские складчатые и геосинклинальные области, 13—участки донеогеновой складчатости, 14—глубокие котловины, лишенные гранитного слоя, 15—глубоководные желоба, 16— сводовые океанические поднятия, 17—океанические плиты.

Своеобразное положение пояса на стыке двух контрастных струк-

тур: внешней, преимущественно с гранитным магматизмом, и внутренней с андезито-базальтовым определяет (Устиев, Йциксон, Шаталов, Нагибина и др.) специфические особенности магматизма и металлогении пояса. Вместе с тем, как представляется, наряду с внутрикоровыми магмами существенное влияние на особенности магматизма и металлогении оказали дифференциаты базальтовой магмы, поступавшей из мантии по системе глубинных разломов.

Таким образом, в итоге длительной многоактной истории развития в пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса накопились мощные и разнообразные по составу магматические продукты, среди которых, с одной стороны, существенную роль играют вулканиты андезито-дацито-липаритового ряда и комагматические им интрузии гранодиоритов, а с другой, — породы базальтового состава.

Отдельные звенья пояса отличаются по характеру и времени проявления магматизма.

Охотское звено вулканического пояса состоит из (Устиев, 1959) трех разделенных несогласиями вулкано-плутонических комплексов нижнего и верхнего мела и палеогена.

Нижнемеловой комплекс существенно андезитово-гранодиоритовый с дифференциатами липаритово-плагиогранитного состава сменяется верхнемеловым существенно липаритово-гранитным комплексом, представленным преимущественно игнимбритами и мелкими интрузиями гипабиссальных гранитов. Оба комплекса являются продуктами дифференциации внутрикоровой гранитной магмы с гомодромным изменением состава. Палеогеново-неогеновый комплекс представлен трещинными излияниями базальтов и андезито-базальтов при незначительных проявлениях эффузивов и туфов липаритового и трахилипаритового состава.

Такие же строение, состав и историю развития имеет самое северное, Чукотское звено пояса. Отличие заключается лишь в некотором смещении вулканической деятельности во времени (вторая половина раннего мела — начало палеогена) и в антидромной последовательности эволюций состава магматических продуктов (Гельман, Белый, 1963, и др.).

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс представлен полосой верхнемеловых и третичных вулкано-плутонических и вулканогенно-осадочных образований, вытянутой вдоль восточного склона Сихотэ-Алинского хребта от бухты Судзухе на юге до устья р. Амура — на севере. Длина пояса составляет около 1500 км. Ширина его варьирует в пределах нескольких десятков км (рис. X—2).

В структурном отношении вулканический пояс представляет наложенный компенсационный прогиб, развивающийся под контролем глубинных разломов на разнородных элементах верхнепалеозойского — нижне-среднемезозойского фундамента, сложенного интенсивно дислоцированными вулканогенно-осадочными геосинклинальными толщами. Южная часть вулканического пояса расположена в пределах Прибрежного геоантиклинального поднятия Сихотэ-Алиня, а северная приурочена к главному синклинорию Сихотэ-Алиня (рис. X—3).

Глубинными разломами, сыгравшими главную роль в развитии вулканического пояса, является зона Прибрежного структурного шва, разделяющая Главный синклинорий и Прибрежное поднятие (отдельные части этой зоны известны под названием Тетюхинского разлома, Фурмановского разлома и пр.). Вдоль побережья Японского моря проходит, устанавливаемый главным образом по геофизическим данным, Восточно-Сихотэ-Алинский глубинный разлом.

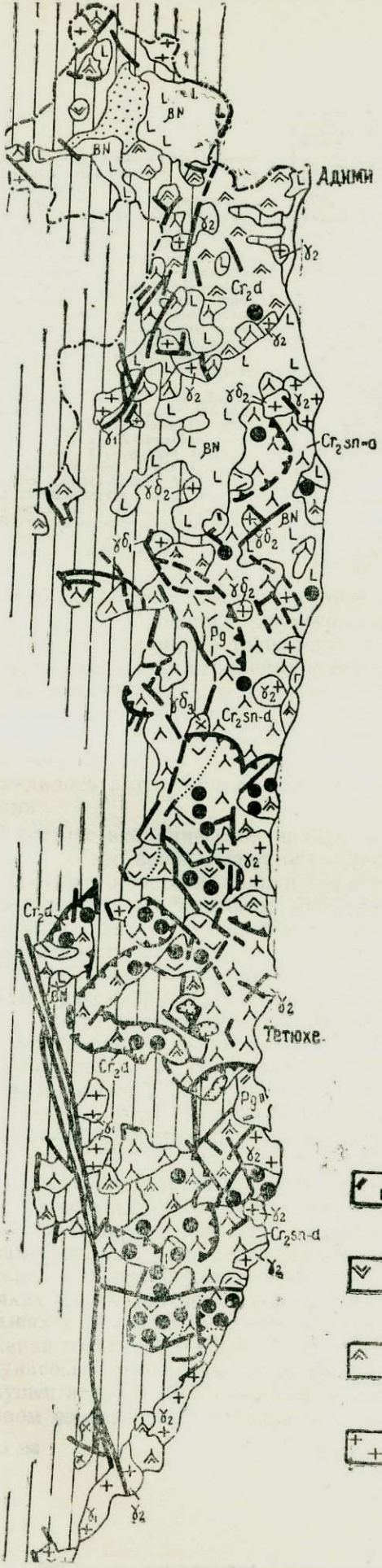



**Рис. X—2. Палеовулканологическая карта южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса**

**Составили Г. М. Фремд и Ю. А. Малетин** (по материалам Ю. П. Бидюка, А. И. Бураго, В. И. Варавва, В. В. Ветренников, Д. М. Ростовского, В. И. Рыбалко, В. А. Сапожникова и др. Геологическая основа И. И. Берсенева).

**Эффузивно-пирокластическая фация: 1.** Лавы, игнимбриты, игнимумиты и туфы кислого состава неогенового комплекса; **2.** Лавы и туфы кислого состава палеогенового комплекса; **3.** Лавы и туфы кислого состава датского комплекса; **4.** Лавы и туфы кислого состава сенон-датского комплекса; **5.** Лавы, туфы и игнимбриты среднего состава датского комплекса; **6.** Лавы, туфы, игнимбриты среднего состава сенон-датского комплекса; **7.** Лавы и туфы основного состава неогенового комплекса; **8.** Лавы и туфы основного состава палеогенового комплекса; **9.** Лавы и туфы смешанного состава датского комплекса; **10.** Лавы и туфы смешанного состава сенон-датского комплекса. **Экструзивная фация: 11.** Экструзии палеогенового, датского и сенон-датского комплексов. **Субвулканическая фация: 12.** Интрузии палеогенового возраста; **13.** Интрузии сенон-датского и датского возраста; **14.** Интрузии сеноман-туронского возраста, **15. Вулканогенные молассы; 16. Фундамент пояса; 17. Разрывные нарушения:** достоверные, предполагаемые; **18. Вулканы; 19. Границы вулкано-тектонических структур:** достоверные, предполагаемые.

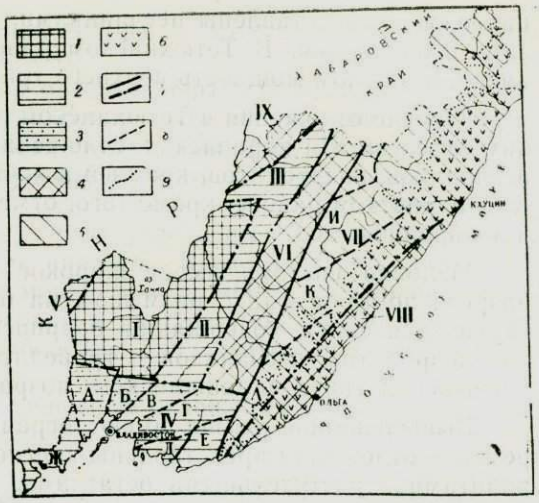



**Рис. X—3. Схема геолого-структурного районирования Приморского края (по И. И. Берсеневу, 1968).**

1—3—палеозойская геосинклинальная область: 1 — зона среднепалеозойской консолидации; 2—зоны позднепермской консолидации; 3—мезозойские наложенные впадины; 4—6—мезозойская геосинклинальная область: 4—антиклинории; 5—синклинории; 6—Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 7—структурные швы: а—установленные, б—перекрытые более молодыми отложениями или асимилированные интрузиями; 8—границы структурно-фациальных подзон; 9—граница вулканического пояса.

I—Ханкайский массив; II—Даубихинская синклинальная зона; III—Алчанская синклинальная зона; IV—Южно-Приморская зона; V—краевая синклинальная зона; VI—главный антиклинорий Сихотэ-Алиня; VII—Главный синклинорий Сихотэ-Алиня; VIII—Прибрежная антиклинальная зона. А—Суйфунская впадина; Б—Супутинская впадина; В—Муравьевский антиклинорий; Г—Сучано-Даданьшанская впадина; Д—Дунайско-Сучанский антиклинорий; Е—Сучано-Судзухинский антиклинорий; Ж—Хасанский антиклинорий; З—Татибинская подзона; И—Иманская подзона; К—Кемская подзона; Л—Фурмановско-Кавалеровская подзона

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность сосредоточилась в зоне Прибрежного структурного шва. Первоначально она проявилась в виде мощных трещинных эксплозий, которые со временем сменились эксплозиями преимущественно центрального типа. Руины крупных вулканических аппаратов и вулкано-тектонических депрессий хорошо сохранились и отчетливо картируются на всем протяжении вулканического пояса. По мере накопления эффузивно-пирокластических пород зона Прибрежного разлома испытывала прогибание, которое сопровождалось интенсивными дизъюнктивными и пликативными дислокациями.

В составе вулканических продуктов, общая мощность которых достигает 4—5 км, преобладают игнимбриты, игниспумиты и туфы липарито-дацитового состава, лавы и туфы андезитов и андезито-базальтов, а также лавы плато-базальтов. Эффузивно-пирокластические продукты сопровождаются экструзивными и субвулканическими образованиями, составляющими в целом единую вулкано-плутоническую серию.

Южная часть Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, которая рассматривается в работе более детально, выделяется в виде самостоятельной Прибрежной структурно-фациальной зоны, описанной в работах В. А. Баскиной, Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, Е. В. Быковской, В. С. Булыго, Г. М. Власова, Г. П. Воларовича, Б. И. Иванова, П. Н. Кропоткина, Н. С. Подгорной, Е. А. Радкевич, М. Г. Руб, С. А. Салуна, Ф. К. Шипулина, В. А. Ярмолюка и многих других. В ее строении различается два структурных этажа.

В основании разреза нижнего структурного этажа залегают рифогенные известняки, песчаники, алевролиты, кремни каменноугольного возраста. Эти породы известны в Щербаковском, Ольгинском и Восточно-Кавалеровском районах. Согласно на каменноугольных залегают пермские отложения аналогичного состава. Отсутствие в пермских известняках фауны нижней и верхней частей верхнего отдела говорит о перерывах в осадконакоплении. Общая мощность верхнепалеозойских отложений оценивается в 2,5—3 км.

Триасовые отложения (главным образом верхний отдел) развиты преимущественно в Восточно-Кавалеровском и Тетюхинском районах. В первом из названных районов они залегают с размывом на верхнем

палеозое и представлены песчаниками, алевролитами, кремнями с линзами известняков. В Тетюхинском районе увеличивается роль известняков, и в целом мощность верхнего триаса возрастает.

Юрские отложения в Тетюхинском районе представлены лишь средним отделом. На корнийских отложениях с размывом залегает толща песчаников, алевролитов, кремней и конгломерато-брекчий. В Восточно-Кавалеровском районе, кроме того, отмечаются нижнеюрские песчаники и алевролиты.

Меловая система имеет широкое распространение. В основании разреза почти всегда с размывом на более древних породах залегает таухинская свита, содержащая берриасовую фауну. Эта свита состоит из алевролитов, песчаников и гравелитов. Выше с размывом залегает ключевская свита валанжинского возраста аналогичного состава.

Вышележащие толщи имеют ограниченное развитие. Готерив-барремские отложения представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами с растительными остатками. Аналогичная по составу толща с фауной иноцерамов относится к альбскому возрасту. Альб-сеноманские отложения состоят из туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов и туфов кислого состава. На этом разрез нижнего структурного этажа, представленного собственно осадочными образованиями, заканчивается. Общая его мощность около 8 км.

Тектоника складчатого фундамента характеризуется развитием сложной системы крутых антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного и субмеридионального направлений, осложненных многочисленными разрывами. Шарниры складок погружаются на северо-восток. Протяженность отдельных складок варьирует от 20 до 60 км.

Наряду со складчатостью в строении фундамента, как представляется (**Г. Ф.**), большую роль играют разрывные нарушения, разбивающие фундамент на сложную мозаику погруженных и приподнятых блоков. Блоковое строение фундамента, связанное с развитием позднемелового сводового поднятия Сихотэ-Алиня, изучено недостаточно. Тем не менее можно предполагать, что блоковые движения явились главной причиной образования вулкано-тектонических впадин и интенсивного проявления в их пределах вулканической деятельности.

Выше, на складчатом фундаменте, залегает вулканогенно-осадочный чехол, представленный верхнемеловыми и третичными толщами.

Граница между структурами складчатого фундамента и вулканогенно-осадочным чехлом устанавливается не всегда достаточно четко. Условно проведем ее ниже кровли слоев, содержащих в зоне Главного синклинория сеноман-туронскую фауну, т. е. примерно по подошве сеномана.

Верхний структурный этаж или вулканогенный чехол состоит из вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ верхнего мела и палеогена. В основании разреза залегают сеноман-туранские вулканогенно-осадочные образования, среди которых преобладают вулканиты среднего состава (синанчинская свита).

Выше залегают существенно кислые игнимбритовые толщи сенонского (сенон-датского) возраста, занимающие до 80% территории Прибрежной зоны (приморская свита). Следующие в разрезе датские вулканогенные образования пользуются более ограниченным распространением. Они слагают отдельные вулкано-тектонические депрессии. Нижняя часть датского разреза сложена эффузивами преимущественно среднего состава (сияновская свита). Верхняя часть разреза состоит из горизонтов кислых эффузивов, которые одни авторы (Бер-

сенев, 1968) называют винской толщей, а другие — толщей биотитовых игнимбритов (Ветренников, 1968).

Палеогеновые отложения представлены в нижней части преимущественно кислыми пирокластическими толщами с максимальной мощностью до 300 м (богопольская свита). Они пользуются ограниченным распространением в пределах отдельных вулкано-тектонических депрессий, развитие которых началось в верхнем мелу. Стратиграфически выше залегают эоцен-олигоценовые угленосные отложения, выполняющие отдельные тектонические впадины. Выше залегают эоценовые базальты и андезито-базальты мощностью до 400 м (кузнецовская свита) и олигоценовые кислые эффузивы и их туфы мощностью до 500 м (брусиловская свита). Вблизи побережья они смяты в пологие брахискладки и разбиты сбросами.

Олигоцен-миоценовые угленосные отложения мощностью до 1000 м (надеждинская и усть-давыдовская свиты) выполняют отдельные тектонические впадины.

Миоценовые и плиоценовые базальтоиды общей мощностью до 700 м слагают значительные по площади плато (до нескольких тысяч кв. км). Центры их излияний на восточном склоне Сихотэ-Алиня приурочены к Главному прибрежному разлому.

Четвертичные отложения почти сплошным чехлом укрывают всю территорию. Мощность их в горах не превышает 3—4 м, а на равнинах достигает 100 м.

Позднемеловые интрузии подразделяются на татибинский, бачелазский и приморский комплексы. Татибинский и бачелазский комплексы развиты, в основном, в Главном антиклинории и Главном синклинории Сихотэ-Алиня, где они приурочены к брахиантиклинальным куполовидным поднятиям.

Позднемеловые интрузии приморской серии и палеогеновые интрузии преимущественно кислого состава распространены на площади Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В современном эрозионном срезе они занимают незначительные площади — до 10—15 кв. км. Почти всегда они приурочены к краевым частям вулкано-тектонических впадин и генетически связаны с обрамляющими их разломами.

Несколько интрузивных массивов приморской серии — Владимирский, Тернейский и др., имеют более значительные размеры — до 400 и более кв. км.

Интрузии, экструзии и некки позднемелового-палеогенового возраста широко участвуют в строении вулкано-тектонических структур и отдельных вулканических аппаратов.

## Глава XI

# СТРОЕНИЕ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изучение внутреннего строения вулканогенных образований требует, как известно, детального описания опорных разрезов и их корреляции на надежной стратиграфической основе. С другой стороны, надежность стратиграфической основы определяется точностью и детальностью наблюдений над закономерностями внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ.

Изучение опорных разрезов и их корреляции в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, как и в других районах Сибири и Дальнего Востока, сильно усложняется в связи с неблагоприятными условиями для геологических наблюдений — сплошной залесенностью, мощным делювиальным покровом, почти полным отсутствием коренных обнажений, за исключением хорошо обнаженной береговой линии.

В этих условиях составление опорных разрезов с четкими взаимоотношениями двух и более свит связано с чрезвычайными трудностями, не говоря уже о полной практической невозможности прослеживания отдельных толщ по простиранию от разреза к разрезу. Поэтому геологи-съемщики вынуждены в большинстве случаев ограничиваться сомнительными и мало достоверными сопоставлениями отдельных небольших звеньев общего стратиграфического разреза. Именно поэтому для районов развития вулканогенных толщ, практически лишенных палеонтологических остатков, описания достоверно наблюдаемых опорных разрезов практически отсутствуют, а разрезы, предлагаемые в качестве опорных, фактически являются сводными, составленными из отрывочных описаний отдельных свит и горизонтов, сопоставленных с невысокой степенью надежности.

Естественно, что в таких сложных для геологических наблюдений условиях — при полном отсутствии фаунистических и флористических остатков — изучение внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ связано с большими трудностями и тематические исследования, посвященные данному вопросу, только начинают развиваться. Поэтому приведенные ниже описания вулканогенных толщ опираются, главным образом, на материалы по геологической съемке и разведочному бурению большого коллектива исследователей, среди которых прежде всего следует упомянуть работы И. И. Берсенева, Е. В. Быковской, В. В. Ветренникова, Р. В. Короля, В. Ф. Маринина, Р. Е. Остроумова, В. И. Рыбалко, Б. А. Соколова, Р. И. Соколова и многих других.

## ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Основы стратиграфии верхнемеловых-третичных вулканогенных образований восточного склона Сихотэ-Алиня были заложены в 30-х годах Г. П. Воларовичем. В нижней части разреза этот автор выделил мощный комплекс кислых эффузивно-пирокластических пород, который получил известность под названием толщи «ольгинских кварцевых порфиров». Синхронные им, а отчасти более поздние гранитоиды, получили название «приморских». Выше ольгинских кварцевых порфиров Воларович выделил толщу палеогеновых липаритов, обсидианов и базальтов.

В дальнейшем предпринимались неоднократные попытки более дробного расчленения толщи кварцевых порфиров и вышележащих палеогеновых эффузивов, а также выяснения общих закономерностей развития магматизма. Особенно много сделали в этом направлении М. П. Русаков, М. А. Фаворская, Ф. К. Шипулин, И. И. Берсенев, Г. М. Власов, Р. Е. Остроумов, Л. А. Неволин, Р. И. Соколов, Р. В. Король, Б. А. Соколов, Ф. В. Маринин, В. В. Ветренников, Е. В. Быковская, Н. С. Подгорная и многие другие. Стратиграфические схемы ряда исследователей показаны на рис. XI—1.

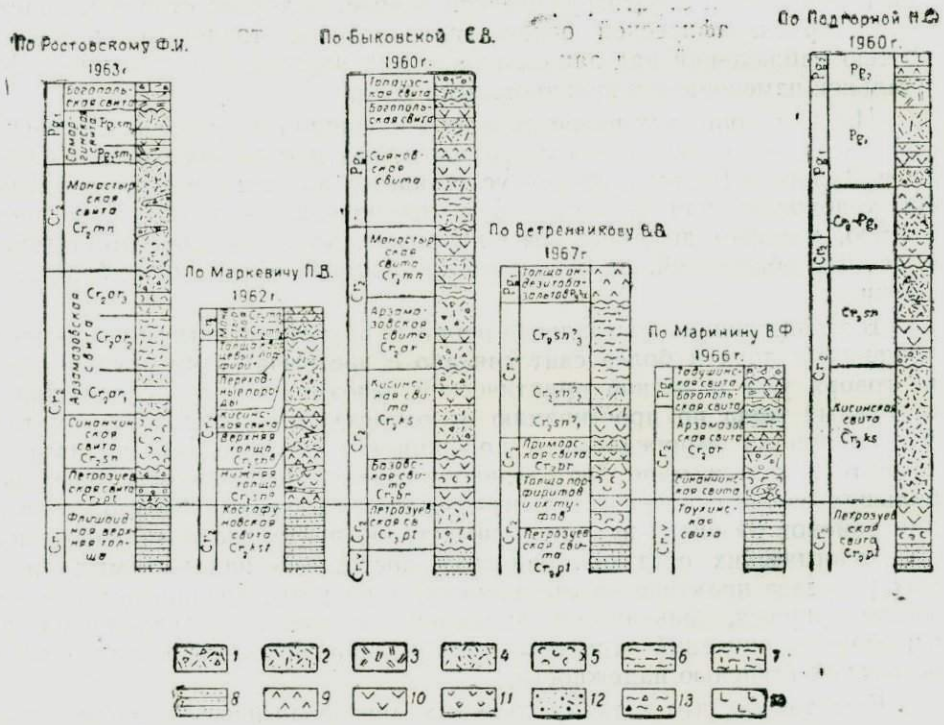



**Рис. XI—1. Стратиграфические разрезы мезо-кайнозойских образований южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.**

**1** — туфогенно-осадочные породы, **2** — туфы липаритов, **3** — липариты, жерловые брекчии, **4** — кварцевые порфиры и их туфы, **5** — андезиты и их туфы, **6** — игнимбриты и туфы дацитов, **7** — переслаивание игнимбритов, туфов, туфолав, туффитов кислого состава, **8** — осадочные породы, **9** — андезиты, андезито-дациты, **10** — андезиты, кварцевые андезиты и их туфы, **12** — конгломераты, песчаники, алевролиты, **13** — туффиты, **14** — базальты.

Первая схема магматизма Сихотэ-Алиня, принадлежавшая М. А. Фаворской, была представлена в следующем виде (Фаворская, 1949):

1. Ольгинские кварцевые порфиры. Верхний мел.
2. Порфиры. Верхний мел.
3. Габбро-монцониты и кв. монцониты. Верхний мел (?).
4. Андезиты. Палеоцен (?).
5. Серые граниты и гранодиориты. Палеоцен.
6. Красные граниты. Палеоцен.
7. Обсидианы и туфолавы. Эоцен.
8. Гранодиоритпорфиры. Эоцен (?).
9. Туфоконгломераты, туфы и осадочные породы. Эоцен-олигоцен.
10. Липариты и их туфы. Олигоцен-миоцен.
11. Четвертичные базальты.

На основании этой схемы М. А. Фаворская вывела общую закономерность о циклическом развитии магматизма в Приморье с резкой сменой кислых извержений основными в начале цикла и последующим постепенным развитием от основных к кислым. Исходя из этих представлений, М. А. Фаворская разделила всю историю вулканизма Приморья на 3 цикла: верхнемеловой и палеогеновый — завершенные и неогеновый — незавершенный (Фаворская, 1956).

Представления Фаворской о циклическом развитии вулканизма нашли многочисленных последователей и оказали большое влияние на направление геологических исследований в Приморье.

Б. В. Быковская и Н. С. Подгорная (1959), разработавшие стратиграфическую схему для Ольга-Тетюхинского района и затем распространившие ее на всю площадь развития Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Быковская, 1966), выделили 4 цикла вулканической деятельности. Первый цикл по представлениям этих авторов начинается в верхнем мелу (в сеноне) излиянием андезитовых лав (базовская свита) и заканчивается извержением кислых эффузивов датского возраста (монастырская свита).

Второй цикл вулканической деятельности, охватывающий палеоген и частично эоцен, развивался от андезитов и андезито-дацитов сияновской (самаргинской) свиты до липаритов и их туфов богопольской и топаузской свит. Этому циклу соответствуют трещинные интрузии и штоки гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также некки и штоки фельзолипаритов — аналогов топаузской свиты.

Третий цикл начинается в эоцене излияниями основных эффузивов — базальтов и андезито-базальтов и завершается в олигоцене внедрением интрузий олигоценовых гранит-порфиров (п-ов Балюзек).

Четвертичный (неполный) цикл представлен куполами и дайками базальтов, андезитов, андезито-дацитов, прорывающих эффузивы трех предыдущих циклов.

Кульминационным пунктом в увлечении циклическими схемами следует считать исследование В. В. Ветренникова (1965), который выделил в Ольга-Тетюхинском и Тернейском районах 5 циклов вулканической деятельности.

В связи с этим весьма характерно выступление С. А. Салуна — автора одной из стратиграфических схем Восточного Сихотэ-Алиня (1963). Рассматривая принципы, положенные в основу предлагаемой схемы, Салун, в частности, отмечает, что она построена «... с соблюдением основных принципов, принятых при разработке рабочей схемы на Хабаровском совещании 1956 года... В частности, выдерживается принцип расчленения вулканогенных образований с учетом ритмичного строения вулканогенного комплекса, при этом каждое крупное стратиграфическое подразделение (серия) начинается породами основного (среднего) состава и заканчивается породами кислого состава».

Вместе с тем, повышенный интерес к изучению геологии и метал-

логении вулканических поясов, новые данные, полученные за последние 10 лет в связи с расширением геолого-съемочных и тематических работ, оказались в серьезном противоречии с существующими стратиграфическими схемами. Эти новые данные подтвердили представления тех отдельных исследователей (Берсенев, 1956, Б. А. Соколов, 1963 и др.), которые уже ранее обращали внимание на сложное внутреннее строение и резкую фациальную изменчивость вулканогенных образований, на невозможность их стратификации на основе литологической однородности и на необходимость принципиально новых стратиграфических построений.

Некоторые из возникших противоречий удобно рассмотреть на примере широко известной стратиграфической схемы Е. В. Быковской и Н. С. Подгорной (1959, 1966).

Стратотипы свит этой стратиграфической схемы были выделены в бассейне реки Тадуши, где и был составлен опорный разрез и установлены взаимоотношения между свитами. На других площадях Ольга-Тетюхинского района опорные разрезы не составлялись и стратиграфические отношения наблюдались лишь между одной — двумя свитами стратиграфической колонки. В большинстве же случаев фиксировались лишь отдельные свиты на основе их литологического сходства с стратотипом, описанным в бассейне р. Тадуши.

Самой древней вулканогенной свитой в схеме Е. В. Быковской и Н. С. Подгорной является базовская свита средних эффузивов, развитая в бассейне р. Сибайгоу — базокварцевые порфириты, авгитовые и роговообманковые андезитовые порфириты, отчасти туфы. Возраст свиты определяется на основании несогласного налегания на флористически охарактеризованные отложения нижнего мела по кл. Базовому и на вулканогенно-осадочные отложения петрозуевской свиты сеноман-турона в пади Кастафуновой и в бассейне р. Тудагоу. Верхняя возрастная граница определяется перекрытием указанных порфиритов кислыми эффузивами и туфами сенона.

Как видно из описаний, базовская свита выделяется лишь на весьма ограниченной площади. Данные о ее более широком распространении не приводятся. Не приводится описание опорных разрезов и характера взаимоотношений с ниже- и вышележащими свитами. Взаимоотношения с нижележащей петрозуевской свитой описаны авторами по кл. Базовому. Взаимоотношения с вышележащей свитой наблюдаются на другом участке. В качестве обоснования стратиграфической границы приводятся лишь данные о смене основных андезитовых порфиритов более кислыми кварцевыми порфирами.

Выше базовской свиты Быковская и Подгорная описывают сенонский комплекс кислых эффузивов и туфов, который они разделяют на свиты — кисинскую, арзамазовскую и монастырскую. Кисинская свита представлена однообразными туфами кварцевых порфиров, мощностью до 1500 м. Возраст ее определяется как среднесенонский на основании несогласного налегания на порфириты базовской свиты.

Арзамазовская свита небольшой мощности (100—300 м) в южной части района представлена вулканогенно-осадочными образованиями, чередующимися с порфиритами, туфами и туфопесчаниками. В северо-западной части района (кл. Кисинский, падь Арзамазовская) свита представлена туфами и туффитами с остатками «партизанской флоры», (собранной по кл. Партизанский), возраст которой, по данным Быковской, определяется как верхне-сенонский или сенон-датский.

Монастырская свита без видимого несогласия залегает на арзамазовской (р. Монастырка, р. Арзамазовка, бас. Тудаши). В состав свиты входят кварцевые порфиры, их туфы и туфолавы. Возраст свиты на

основании ее налегания на флористически охарактеризованную арзамазовскую свиту и по данным определения абсолютного возраста — датский.

По представлениям авторов, выделивших эти свиты, арзамазовская вулканогенно-осадочная свита разделяет идентичные по составу (кварцевые порфиры и их туфы) кисинскую и монастырскую свиты. Между тем, по данным геологического картирования (Остроумов, 1958, Маркевич, 1962, Ростовский, 1963, 1965 и др.) туфогенно-осадочные породы, соответствующие арзамазовской свите, встречаются в виде линз и прослоев на различных стратиграфических уровнях и не могут рассматриваться как маркирующий горизонт, разделяющий нижнюю и верхнюю части ольгинской толщи. Более того, в результате детального картирования (Ростовский, 1967) установлено, что выделенные ранее Быковской кисинская и монастырская свиты не только идентичны по составу, но и расположены на одном и том же стратиграфическом уровне.

В предложенной несколько ранее стратиграфической схеме (Остроумов, 1958) арзамазовская свита имела значительно большую мощность (более 1000 м), чем в предложенной позже схеме Быковской (200—250 м) и включала помимо вулканогенно-осадочных пород также туфы и лавы андезитового, дацитового и липаритового составов. В кисинской и монастырской свитах Остроумов описал на разных уровнях линзы и прослои вулканогенно-осадочных пород. В этом варианте схемы Остроумов выделил ряд подсвит, использовав в качестве маркирующего горизонта лавовые образования, которые, как позже было установлено (Ростовский, Варавва, Соколов, 1966), образуют нестратифицируемые тела — некки, силлы, купола и дайки.

Таким образом, в свете последних данных представляется целесообразным отказаться от трехчленного деления сеноно-датской эффузивной толщи. Определенным образом эта рекомендация находит отражение в тех схемах, где все три свиты ольгинской серии объединяются в приморскую свиту (Берсенев, 1956, Ветренников, 1966).

На породах монастырской свиты с угловым несогласием залегает сияновская свита, представленная либо туфами и туфолавами липаритов и дацитов (р-н оз. Топауза), либо андезитами и дацитами (в бас. р. Арзамазовки и Тетюхе). Общая мощность свиты 1500—1700 м. Возраст свиты на основании находок флоры в прослоях туффитов определяется как нижнепалеогеновый.

Богопольская свита в бассейнах рек Тадуши и Холувея представлена стекловатыми дацитами и липаритами, переходящими на отдельных участках в перлиты. Мощность свиты 200—500 м. Верхне-палеогеновый возраст свиты определяется на основании ее резко несогласного налегания на различные вулканогенные свиты верхнего мела, наблюдаемого в береговых обрывах к северо-востоку от устья р. Тадуши. Перекрывается свита, по данным Быковской и Подгорной, флористически охарактеризованной топаузской свитой нижнего эоцена.

Топаузская свита встречается на ограниченных площадях на побережье озера Топауза и в Тадушинской депрессии. Она представлена туффитами с флорой плохой сохранности, грубообломочными туфами смешанного состава, жерловыми туфоагломератами, потоками фельзолипаритов. По мере удаления от вулканического очага, предполагаемого в районе оз. Топауза, наблюдается более мелкообломочный материал и увеличение роли осадочных угленосных отложений.

Суворовская свита в Тадушинской депрессии представлена андезито-базальтами, залегающими непосредственно на угленосных отложениях топаузской свиты. Свита представлена тремя пачками базальтов, разделенных корами выветривания. Эоценовый возраст свиты опреде-

ляется на основании ее положения в разрезе и определения споро-пыльцевого комплекса.

Возновская свита представлена песчаниками и алевролитами с флорой и прослойками бурых углей.

Венчается разрез брусиловской свитой кислых эффузивов (перлиты, обсидианы, туфолавы, туфы), развитых в среднем течении р. Топауза и в Тадушинской депрессии.

Исследованиями В. Ф. Маринина (1967) в бассейне р. Тадуши и В. И. Рыбалко (1967) в Ольгинском районе установлено, что игнимбриты дацитового состава, представляющие в этом районе сияновскую свиту, синхронны с липаритами и обсидианами богопольской свиты — по Быковской палеоценового возраста. Таким образом, здесь представлены различные фации одновозрастного вулканического комплекса.

Возраст этих свит долго считался палеоценовым на основе того, что в бас. р. Самарги, по данным В. А. Ярмолюка (1936), андезиты самаргинской свиты подстилаются слоями с тахобинским комплексом флоры датского возраста.

Однако взаимоотношения андезитов с флористически охарактеризованными слоями окончательно не выяснены. Кроме того, разрез с флорой расположен в 500 км от разреза — стратотипа сияновской и богопольской свит.

В бас. р. Тадуши (р. Юшангоу) богопольская свита перекрывается терригенно-осадочными образованиями, в которых была найдена флора, по предварительным определениям эоценового или олигоценового возраста. Дополнительные, более детальные сборы, произведенные В. Ф. Мариниым, С. И. Неволиной, В. И. Рыбалко и др., позволили С. И. Неволиной отнести флору к датскому ярусу — палеоцену. В связи с этим на стратиграфическом совещании во Владивостоке (1964) было принято решение провести границу между меловой и палеоценовой системами по подошве этих слоев. Таким образом, возраст богопольской и сияновской свит следует определять как датский.

Позже Е. Д. Касьян, Ю. П. Бидюк, В. И. Рыбалко и др. в многочисленных точках, относящихся к сияновской и монастырской свитам, обнаружили отпечатки флоры датского возраста (определения С. И. Неволиной).

По материалам детальных исследований В. Ф. Маринина (1966) стратотип богопольской свиты, выделенный Быковской (1959) в бассейне р. Тадуши по правому борту пади Колобенковой (перлиты, сферолитовые липариты), представляет краевую часть крупного экструзивного массива. Два других экструзива того же состава картируются в непосредственной близости и, вероятно, составляют единое целое (рис. XI—2).

Топаузская свита эоцена, представленная грубообломочными туфами и туфоагломератами, а также туфогенно-осадочными образованиями, по данным В. И. Рыбалко (1968), не занимает самостоятельного положения, а входит в состав сияновской свиты (переслаивание грубообломочных туфов, относимых к топаузской свите, и игнимбритов, относимых к сияновской свите). Туфогенно-осадочные образования с флорой дат-палеоцена в низовьях р. Юшангоу отнесены к топаузской свите без достаточных оснований и не имеют никакой связи с образованиями, описанными в бас. р. Топауза.

Брусиловская свита олигоцена, аналогичная по составу богопольской свите (липариты и обсидианы), была выделена Е. В. Быковской в бассейне р. Топауза на топаузской свите и на левобережье р. Тадуши на угленосных слоях возновской свиты. Исследования Маринина Е. Ф. в бас. р. Тадуши не подтвердили налегание каких-либо вулканогенных

пород на угленосные слои возновской свиты. Сам факт отсутствия топаузской свиты в бассейне р. Топаузы позволят поставить знак равенства между брусиловской и богопольской свитами.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что существующие в настоящее время стратиграфические схемы, основанные на представлениях о полициклическом развитии и литологической однородности свит, находятся в противоречии с фактическим положением вещей и не отражают всей сложности пространственного и временного распределения вулканогенных образований.

Сложное внутреннее строение и резкая фациальная изменчивость вулканогенных образований характерны и для других притихоокеанских вулканических поясов. На сложные взаимоотношения кислых и основных эффузивно-пирокластических пород в Приамурской части Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского вулканического поясов и в особенности в расположенных западнее Баджальско-Комсомольской и Харпичиканской вулканических зон указывают И. А. Плотников, С. Ф. Усенко (1968). Эти авторы, в частности, отмечают, что кислые эффузивы Баджальско-Комсомольской зоны, залегающие в основании вулканогенного разреза, соответствуют по составу вулканитам расположенной рядом Хингано-Баджальской зоны, залегающим в верхней части разреза. Вместе с тем, основные эффузивы верхней части разреза Баджальско-Комсомольской зоны, соответствуют основным эффузивам, залегающим в основании разреза Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского поясов.




**Рис. XI — 2. Геологическая карточка Тадушинской депрессии (по В. Ф. Маринину, 1967)**

**1** — четвертичные отложения, **2** — возновская свита — конгломераты, галечники, пески, **3** — богопольская свита — туфы липаритов, дацитов, игнимбриты, **4—5** — арзамазовская свита, **4** — туфы липаритов, игнимбриты, лахаровые образования, **5** — туфы липарито-дацитов, **6** — суворовская свита — базальты, **7** — триасовые осадочные породы, **8—11** — субвулканические тела: **8** — липаритов, **9** — липарито-дацитов, **10** — кварцевых порфиров, **11** — андезитоидных дацитов; **12** — интрузии, гранитоидов, **13** — интрузии габбро-диоритов, **14** — дайки фельзитов.

В западной части Баджальского хребта (Хингано-Баджальский вулканический пояс) в строении вулканогенных толщ принимают участие кислые и основные эффузивы, которые образовались в результате параллельной деятельности глубоких очагов андезитовой магмы и близповерхностных полигенных очагов гранитного состава (Болотников, Кравченко, Крутов, 1968).

В Хингано-Олоной ской вулкано-тектонической структуре сложное строение вулканогенного разреза привело к необходимости отказаться от свит в стратиграфическом понимании и заменить их понятиями о

фациально-стратиграфических комплексах, в пределах которых одноименные вулканиты встречаются на разных стратиграфических уровнях, а вулканиты, отличающиеся по составу, участвуют в строении синхронных комплексов (Бурдэ, 1968).

Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют о большой сложности внутреннего строения вулканических поясов, не укладывающихся в рамки циклической схемы, а развивающихся в результате близкоодновременной деятельности разноглубинных, отличающихся по составу магматических очагов.

Поэтому при разработке стратиграфических схем для районов развития палеовулканизма требуются методы, существенно отличающиеся от методов картирования осадочных образований.

Здесь приходится отказаться от обычных для осадочных комплексов, хорошо выдержанных по простиранию, стратиграфических подразделений — свит и ярусов — и заменить их представлениями о полифациальных магматических комплексах, развивающихся в рамках определенных вулканических или вулкано-тектонических структур.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Как уже отмечалось, историю развития Восточно-Сихотэ-Алинского пояса удобней всего представить в связи с формированием вулканоплутонических комплексов, отвечающих определенным этапам геологического времени. В то же время стратифицируемые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, внутреннее строение которых освещается в настоящей главе, правильнее называть вулканогенными комплексами.

Ниже, в соответствии с возрастной последовательностью, характеризуются сеноман-туронский, сенонский и датский вулканогенные комплексы. Характеристика палеогенового и неогенового комплексов представляется малоцелесообразной, поскольку на исследованной территории эти комплексы пользуются ограниченным распространением и имеющиеся данные лишь подтверждают уже установленные закономерности.

### Сеноман-туронский вулканогенный комплекс

Породы сеноман-туронского вулканогенного комплекса, представленные петрозуевской и синанчинской свитами, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса пользуются широким развитием. Однако почти всюду они перекрыты более молодыми толщами и выходят на поверхность в отдельных эрозионных или тектонических окнах, а также в периферических частях вулкано-тектонических структур.

Комплекс отличается весьма сложным внутренним строением (рис. XI—3). В его составе широко представлены различные типы вулканогенно-осадочных и эффузивно-пирокластических пород, связанных взаимопереходами. Строение и фациальный состав комплекса определяются близостью к центрам вулканической деятельности сеноман-туронского времени. Вблизи трещинных и центральных вулканов в составе комплекса преобладают пирокластические породы, а по мере удаления от центров вулканической деятельности — вулканогенно-осадочные. В связи с этим состав и мощности петрозуевской и синанчинской свит, образующих комплекс, подвержены резкому изменению не только в пределах вулканического пояса в целом, но и в пределах отдельных вулкано-тектонических структур.

На севере в пределах Пластунской вулкано-тектонической структуры петрозуевская свита, представляющая нижние части комплекса,

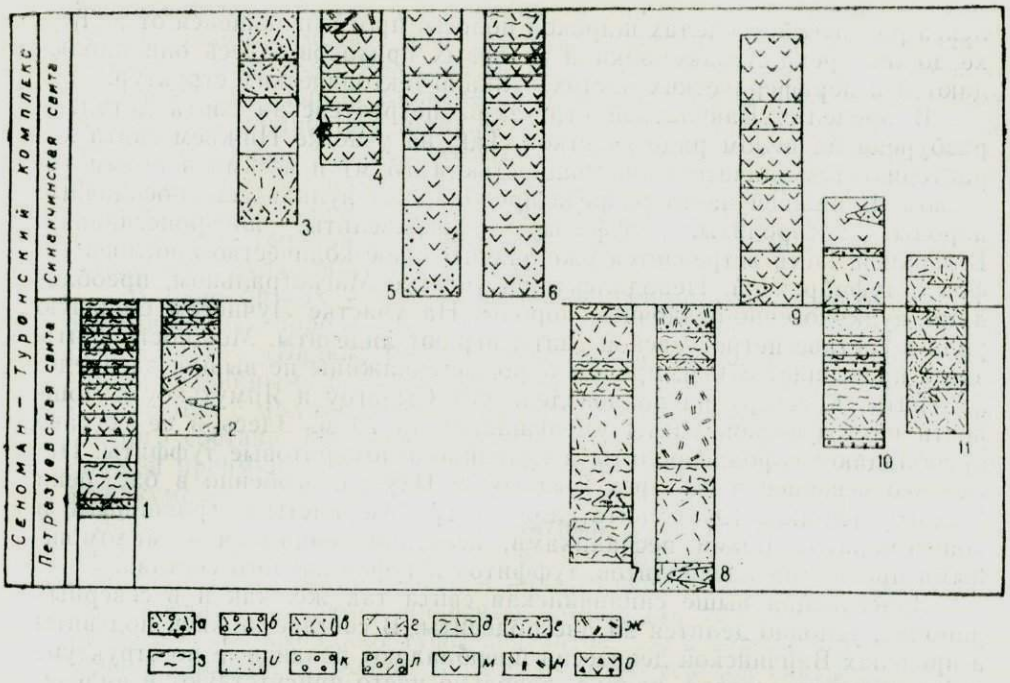



**Рис. XI—3. Схема сопоставления разрезов сеноман-туронского комплекса.**
(а—г) — туфы кварцевых порфиров, липаритов, **б** — агломератовые, **в** — псефитовые, **г** — псаммитовые, **д** — игнимбриты, **е** — туфопесчаники, **ж** — туфы дацитов, **3** — алевролиты, **и** — песчаники, **к** — конгломераты, **л** — агломератовые туфы андезитов, **м** — андезиты, **н** — дациты, **о** — брекчиевые лавы андезитов.

Разрезы: **1** — месторождение Нижнее (Бидюк, 1969), **2** — окрестности вулкана Таухинский (Бидюк, 1969), **3** — басс. реки Фасольная (Бабич, 1963), **4** — нижнее течение р. Челгу (Барвинок, 1964), **5** — басс. реки Ванчин (Чех, 1964), **6** — склон вулкана Фасольный (Бабич, 1963), **7** — северный склон г. Скалистая (Ветренников, 1967), **8** — водораздел ручьев Кузьминовского и Стражева (Ветренников, 1968), **8** — склон вулкана на правобережье р. Иодзыхе (Ветренников, 1965), **10** — бассейн ключа Каменистого (Рыбалко, 1968), **11** — юго-западная часть вулкана Утесного (Ростовский, 1963).

состоит из вулканогенно-молассовых образований: туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов липаритов общей мощностью до 400 м.

На площади Духовского поднятия, ограничивающего Пластунскую структуру, петрозуевская свита имеет сокращенную мощность — порядка 140 м. В. В. Ветренников (1967) делит ее здесь на три пачки: нижнюю, представленную мелкозернистыми песчаниками и гравелитами, среднюю — алевролитами с подчиненными песчаниками, верхнюю, представленную туфопесчаниками и туфоалевролитами, в которых встречаются угловатые обломки кислых эффузивов. Свита с резким несогласием залегает на нижнемеловых интенсивно дислоцированных геосинклинальных толщах.

Залегающая согласно на петрозуевской синанчинская свита чисто условно разделяется на две подсвиты: лавовую и пирокластическую. Между подсвитами наблюдается постепенный переход, выраженный в увеличении лав по сравнению с туфами вверх по разрезу. Однако, как справедливо отмечают многие исследователи, соотношение лавовых и туфовых пачек определяется не возрастной последовательностью, а положением относительно центров вулканической активности. Лавы и туфы, будучи фациями одного извержения, занимают различное гипсометрическое положение: лавы относятся к прижерловой фации и соответственно тяготеют к центрам извержений, а туфы обычно более удалены от центров эксплозии и занимают гипсометрически пониженные участки.

На юге вулканического пояса породы сеноман-туронского комп-

лекса развиты в пределах широкой полосы, протягивающейся от р. Таухе до бас. реки Аввакумовки и ее левых притоков. Здесь они наблюдаются в периферических частях вулкано-тектонических структур.

В пределах Ванчинской структуры петрозуевская свита детально разбурена на целом ряде участков. Так, на участке Нижнем свита характеризуется значительной мощностью (375 м) и весьма пестрым составом. В нижней части разреза преобладают вулканогенно-осадочные породы: алевролиты, туффиты, туфогравелиты, алевропесчаники. В верхней части встречается уже значительное количество прослоев туфов и туфобрекчий. Неподалеку, на участке Магистральном, преобладают вулканогенно-осадочные породы. На участке Лучистом большую роль в составе петрозуевской свиты играют андезиты. Мощность свиты здесь превышает 370 м, причем буровые скважины не вышли за пределы свиты. К северу на водоразделе рек Сыдагоу и Янмутьхоуза мощность петрозуевской свиты уменьшается до 70 м. Здесь в ее составе преобладают туфоалевролиты и гравийно-агломератовые туффиты. Несколько севернее в бас. рек Сыдагоу и Пхусун, особенно в бас. реки Сыдагоу (Бидюк, 1965) свита сложена грубозернистыми гравийными и конгломератовидными песчаниками, переслаивающимися с маломощными прослоями алевролитов, туффитов и туфов кислого состава.

Залегающая выше синанчинская свита так же, как и в северных районах, условно делится на две подсвиты. В составе нижней подсвиты в пределах Ванчинской депрессии преобладают различные по структуре туфы среднего состава, однако, довольно часто присутствуют и андезитовые лавы. В нижних частях подсвиты развиты пепловые туфы андезитов, характеризующиеся зеленокаменным обликом, а иногда слоистостью и гидрохимическим характером цемента. В средней и верхней частях наблюдаются темные и светло-серые псаммитовые, гравийные и лапиллиевые туфы андезитов, включающие горизонты плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых андезитовых лав, кластолав, агломератовых и пепловых туфов. Мощность подсвиты непостоянна и колеблется от 50 до 450 м. От разреза к разрезу в составе подсвиты резко меняется соотношение пирокластического и лавового, а также вулканогенно-осадочного материала. Так, в бассейне реки Левая Фасольная при общей мощности подсвиты в 450 м мощность толщи андезитов составляет 125 м, причем в составе толщи присутствуют прослои туфов.

В верховьях пади Таухинской мощность подсвиты только 210 м, из них 140 м приходится на андезиты, в которых лишь иногда присутствуют прослои туфов. В бассейне реки Ванчин (Чех, 1964) мощность подсвиты 220 м. Лавы здесь отсутствуют. Вся подсвита представлена переслаиванием псаммитовых, гравийных и алевролитовых туфов андезитов. На левобережье р. Синанча (приток р. Пфусуна), по данным Ю. П. Бидюка (1969), мощность подсвиты составляет около 150 м. Из них на долю андезитов приходится только 25 м, а остальная часть разреза представлена туфами.

Верхнесинанчинская подсвита в пределах Ванчинской структуры имеет существенно лавовый состав. Это плагиоклазовые и роговообманковые, авгитовые и биотитовые андезиты. Вверху, кроме того, встречаются кварцевые андезиты, андезитоидные дациты и их туфы. Таким образом, наблюдается некоторое раскисление от низов к верхам подсвиты. Общая мощность подсвиты колеблется в пределах 50—450 м.

Границы между подсвитами в большинстве случаев постепенные, нечеткие, но на северном склоне горы Фасольной В. Г. Бабич (1964) отмечает резкое налегание лавовой части на пирокластическую. В бассейне реки Ванчин разрез подсвиты мощностью в 420 м состоит в основном из андезитов. Пачка туфов составляет только 75 м в средней части разреза. В самых верхах залегают андезито-дациты. На водо-

разделе ручьев Милгу и Опасного в той же Ванчинской структуре Ю. П. Бидюк отмечает 350-метровую толщу андезитовых лав. На северном склоне горы Раздольная возле одного из центров извержения нижняя часть разреза сложена роговообманковыми и плагиоклазовыми андезитами мощностью порядка 40 м. Верхняя часть разреза представлена переслаиванием андезитовых лав и туфов с существенно туфовыми толщами мощностью в 160 м. Общая мощность подсвиты здесь составляет 200 м. В целом, как отмечает Ю. П. Бидюк и другие исследователи, количество лав в составе подсвиты увеличивается по мере приближения к вулканическим центрам.

В ряде других участков развития сеноман-туронского комплекса вулканогенные породы играют резко подчиненную роль. Так, в бассейне реки Садагоу (Бидюк, 1961) петрозуевская свита сложена грубозернистыми гравийными и конгломератовидными песчаниками, которые переслаиваются с маломощными прослоями алевролитов, туффитов и туфов кислого состава. Восточнее в среднем течении реки Пфусун комплекс сложен преимущественно вулканогенными молассами. В бассейне реки Аввакумовки В. В. Ветренников разделяет петрозуевскую свиту на две толщи. Нижняя сложена туфопелитами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туффитами. Мощность ее 175—230 м. В верхней толще преобладают туфы липаритового и андезитового состава, а также туффиты, иногда встречаются андезиты. Мощность толщи 260—560 м. Из разреза часто выпадают туфы андезитов, что и определяет сильные изменения мощности толщи. В разрезе петрозуевской свиты на северном склоне г. Скалистой (правобережье р. Аввакумовки) присутствуют туффиты и туфы кислого состава. Туфы андезитов полностью отсутствуют, но в нескольких км к северу (водораздел ручьев Кузьминовского и Стражева) туфы андезитов снова слагают значительную часть свиты.

Таким образом, повсеместное распространение и большие мощности сеноман-туронского комплекса свидетельствуют о том, что его образование связано с интенсивной вулканической деятельностью, которая, по всей вероятности, носила ареальный характер. Многочисленные вулканические центры, среди которых широким распространением пользовались трещинные вулканы, распределялись в виде цепочек вдоль глубинных разломов, ограничивающих погруженные блоки фундамента. Большая их часть в настоящее время эродирована и скрыта под вышележащими отложениями приморской свиты, относящимися к сеноманскому комплексу.

Вулканизм сеноман-туронского комплекса, по-видимому, был связан с глубинной магмой, поднимавшейся по разломам в верхние структурные этажи, где возникали промежуточные и периферические очаги с происходившей в них далее дифференциацией магмы. Этим объясняется сложный и разнообразный состав магматических продуктов, меняющийся от андезитов и их туфов до дацитов и липаритов и соответствующих им пирокластических пород. Сложное строение и резкая фациальная изменчивость продуктов сеноман-туронского комплекса, естественно, связаны с деятельностью независимо развивающихся магматических очагов, располагавшихся вдоль протяженных трещинных зон, ограничивающих блоки фундамента.

### Сенонский вулканогенный комплекс

Сенонский вулканогенный комплекс, представленный приморской свитой, занимает до 80% площади Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканиты этого комплекса существенно кислого состава выполняют крупные вулкано-тектонические впадины, образованные в результате погружения отдельных блоков складчатого фунда-

мента. В пределах этих впадин располагаются многочисленные, порой весьма крупные стратовулканы, сложенные породами приморской свиты, а зачастую и более молодыми вулканогенными образованиями (рис. XI—4). Наряду с кислыми продуктами вулканической деятельности в составе комплекса определенную роль играют породы андезитового и андезито-базальтового состава, образующие руины отдельных вулканических построек. Фундаментом для образования приморской свиты служат интенсивно дислоцированные геосинклинальные толщи нижнего структурного этажа, а также породы сеноман-туронского комплекса, которые в ряде случаев образуют крупные щитовые вулканы.

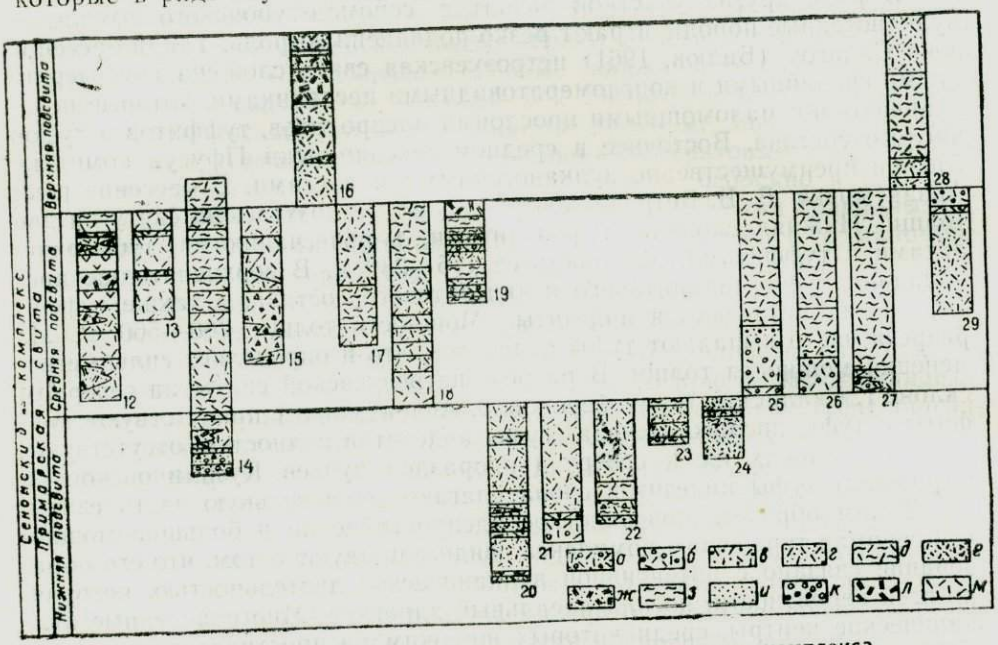



**Рис. XI—4. Схема сопоставления разрезов сенонского комплекса.**
(а—г) — туфы кварцевых порфиров, липаритов, **б** — агломератовые, **в** — псефитовые, **г** — псаммитовые, **д** — игнимбриты, **е** — туфопесчаники, **ж** — туфы дацитов, **з** — алевролиты, **и** — песчаники, **к** — конгломераты, **л** — дациты, **м** — липариты.
Разрезы: **12** — склон Ванчинского вулкана (Чех, 1964), **13** — верховья р. Ванчин (Исполинов, 1963), **14** — склон вулкана Чуматогоу (Дыкин, 1964), **15** — кальдеры вулкана Барачного (Рыбалко, 1964), **16** — правобережье реки Гузевой (Рыбалко, 1969), **17** — сводный разрез Ольгинского вулкана (Рыбалко, 1969), **18** — С — В бухты Тадуши (Быковская, 1956), **19** — падь Корейская (Быковская, 1956, Рыбалко, 1969). **20** — западное ограничение вулкана Бринера (Рыбалко, 1969), **21** — левобережье Малой Синанчи (Ветренников, 1965), **22** — мыс Якубовского (Ветренников, 1965), **23** — водораздел рек Иодзыхе и Ветродуй (Ветренников, 1965), **24** — водораздел рек Ветродуй и Широкий Луг (Ветренников 1965), **25** — юго-восточное крыло Пластунской впадины (Ветренников, 1965), **26** — северо-западное крыло Пластунской впадины (Ветренников, 1965), **27** — р. Ветродуй (Ветренников, 1965), **28** — правобережье Малой Синанчи (Ветренников, 1965), **29** — левобережье Малой Синанчи (Ветренников, 1965).

Подобные щитовые вулканы, сложенные андезитами и андезито-базальтами, расположены, в частности, в основании Ванчинской и Пластунской вулкано-тектонических депрессий.

На севере рассматриваемой части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, в пределах Пластунской впадины, приморская свита, представляющая сенонский комплекс, разделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты (Ветренников, 1963). В составе нижней подсвиты выделяются две пачки. Нижняя из них сложена кристаллокластическими, реже литокристаллокластическими псаммитовыми и агломератовыми туфами липаритов. На северном склоне горы Джигитской нижняя пачка налегает на порфириты синанчинской свиты. Контакт резкий, слабоволнистый. На побережье Японского моря южнее мыса Якубовского нижняя пачка несогласно налегает на породы пет-

розуевской свиты. Здесь в разрезе общей мощностью 420 м наблюдается чередование слоев псефитовых и псаммитовых туфов и игнимбритов. Верхняя пачка представлена пирокластически-осадочными породами, образующими ряд невыдержанных по простиранию линз. В районе горы Джигитская вторая пачка залегает на коре выветривания нижней пачки. В составе второй пачки преобладают туфопелиты и туфопесчаники общей мощностью до 200 м.

Средняя подсвита приморской свиты в Пластунской депрессии сложена игнимбритами и туфами липаритовых порфиров. Залегает средняя подсвита на второй пачке нижнеприморской подсвиты, а там, где она отсутствует, на первой пачке. В составе средней подсвиты В. В. Ветренников (1967) выделяет три типа игнимбритов липаритового состава: пластунский, простариковский и малосинанчинский. Все типы игнимбритов состоят из спекшихся пепловых частиц с погруженными в них обломками кристаллов калишпата, кварца, стекла и санидина. Кроме того, присутствуют фьямме вулканического стекла темно-зеленого или черного цвета. Размеры фьямме от 1 до 5 см в длину. Различные типы игнимбритов отличаются друг от друга по степени свариваемости материала и по размерам фьямме. Строение средней подсвиты заметно отличается на разных участках впадины. На юго-востоке снизу залегают агломератовые и агломерато-псефитовые туфы липаритов мощностью до 200 м, выше игнимбриты липаритов пластунского типа с переходом в пепловые туфы мощностью до 400 м. Общая мощность подсвиты составляет 600 м. В юго-западной части впадины средняя подсвита имеет довольно пестрый состав. Она сложена игнимбритами простариковского, малосинанчинского, реже пластунского типов, а также туфами липаритов. На юго-восточных отрогах сопки Сарафанная в основании залегают псефитовые и агломератовые туфы липаритов мощностью до 100 м, выше игнимбриты простариковского типа мощностью 150 м, а затем игнимбриты малосинанчинского типа мощностью 350 м. Среди игнимбритов встречаются прослои и линзы слабо спекшихся туфов. Общая мощность подсвиты составляет 600 м.

Таким образом, на северо-западе впадин вулканиты средней подсвиты образуют мощную пачку, нижние части которой сложены агломерато-псефитовыми туфами, средние — игнимбритами, а верхние — плохо спекшимися туфами. При сопоставлении разрезов средней подсвиты северо-западного и юго-восточного бортов пластунской впадины отмечается отсутствие на юго-восточном борту простариковского и малосинанчинского типов игнимбритов. Это, по-видимому, объясняется тем, что различные типы игнимбритов были связаны с разными пепловыми потоками, которые только на отдельных участках смешивались между собой.

Верхняя подсвита также сложена игнимбритами и пепловыми туфами липаритового состава. Игнимбриты здесь особого типа, получившего название черемховского (Ветренников, 1967). Они отличаются от игнимбритов средней подсвиты повышенным содержанием биотита и хорошей свариваемостью. Фьямме в них имеют расплывчатые контуры и различаются с трудом. В основании подсвиты залегает горизонт псефитовых туфов липаритов мощностью до 200 м, прослеживаемый от правого борта р. Малая Синанча до левого борта р. Ветродуй. Выше залегает переходной слой, состоящий из пород, промежуточных между игнимбритами и туфами, с одновременным присутствием как угловатых, так и линзовидных обломков вулканического стекла. Мощность слоя 70 м. Выше залегают игнимбриты черемховского типа мощностью 550 м. Еще выше по разрезу идут кристаллокластические туфы липаритов мощностью 350 м. Общая мощность разреза верхней подсвиты со-

ставляет 1200 м. Мощность приморской свиты в районе Пластунской депрессии достигает 2400—2600 м.

На левобережье р. Иодзыхе приморская свита развита на периферии Курумминской вулкано-тектонической впадины. Обнажающаяся на поверхности часть свиты разделяется на две подсвиты, соответствующие средней и верхней подсвитам окрестностей Пластунской депрессии. Обе подсвиты сложены туфами и игнимбритами липаритов.

На побережье Японского моря между мысом Егорова и мысом Благодатный приморская свита представлена игнимбритами, реже псефитовыми туфами. Общий облик пород такой же, как пород средней подсвиты приморской свиты в окрестностях пос. Пластун.

Еще севернее в Тернейском районе приморская свита занимает большую площадь в бас. реки Сицы и ее притоков. На мысе Страшном наблюдается несогласное налегание приморской свиты на туфо-песчаники петрозуевской свиты. Здесь приморская свита по вещественному составу делится на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена туфами липаритов, туфопелитами, туфопесчаниками, линзами конгломератов. Средняя — туфами и игнимбритами липаритов простариковского типа. Верхняя — туфами и игнимбритами липаритов черемховского типа. Как видно из приведенных описаний, на севере приморская свита отличается сложным строением и резкой фациальной изменчивостью. Вместе с тем, общим для всех разрезов является существенно липаритовый состав вулканитов и некоторое повышение основности верхней подсвиты, выражающееся в увеличении количества темноцветных минералов и появлении плагиоклаза.

В южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса породы сенонского комплекса, по данным Ю. П. Бидюка и других, образуют два разобщенных поля. Одно из них располагается в бассейнах рек Садагоу, Чуматагоу и приурочено соответственно к Челгинской и Чуматогоуской вулкано-тектоническим структурам. Второе поле расположено в бассейне реки Ванчин в пределах Ванчинской вулкано-тектонической структуры. Свита в этом районе разделяется на две подсвиты. В составе нижней подсвиты преимущественным развитием пользуются игнимбриты и туфы кислого и умеренно-кислого состава, а также вулканогенно-осадочные породы. Незначительное распространение имеют лавы, образующие, главным образом, экструзии и некки. Самые нижние горизонты свиты представлены игнимбритами и туфами липарито-дацитового состава с отдельными горизонтами андезитов. Так, для низов свиты в пределах Ванчинской кальдеры в верховьях реки Ситангоу С. А. Чехом (1964) описан разрез мощностью 475 м. В этом разрезе 200 м приходится на туфы смешанного состава, состоящие из обломков липаритов и андезитов, 100 м на туфы липаритов и липарито-дацитов и 100 м — на андезиты и их туфы. В бассейне реки Левая Фасольная нижняя часть нижнеприморской подсвиты сложена темными андезито-дацитами и их туфами. Отмечаются прослои алевролитов и туфоалевролитов мощностью от 30 до 80 м. При удалении от центров вулканической деятельности роль эффузивно-пирокластических пород заметно уменьшается. Выше по разрезу появляются игнимбриты и туфы липаритового состава. На отдельных участках в прижерловых частях вулканических построек встречаются вулканогенно-осадочные породы, которые, по-видимому, являются отложениями кратерных озер.

В среднем течении р. Ванчин на склоне Ванчинского стратовулкана нижняя подсвита представлена туфами липаритового состава, сначала с преобладанием обломков над связующей пепловой массой, а затем с преобладанием пепловой массы над обломками. Верхние части разреза сложены игнимбритами липаритов с хорошо заметными фьямме

зеленого вулканического стекла, сменяющимися затем пепловыми туфами.

Верхнеприморская подсвита в разрезах Ванчинской депрессии согласно залегает на нижней подсвите. В ее составе преобладают спекшиеся туфы и игнимбриты липаритов. Мощность верхней подсвиты меняется от 100 до 800 м.

В пределах Челгинской и Чуматагоуской структуры приморская свита также сложена кислыми, отчасти умеренно-кислыми пирокластическими породами. Для свиты в этом районе характерно широкое развитие сваренных туфов и игнимбритов липаритового состава, а в низах разреза — туфов дацитового состава.

Таким образом, на юге территории, как и в северных районах, в строении сенонского комплекса главную роль играют игнимбриты и сваренные туфы липаритового и липарито-дацитового состава. При этом отмечается заметное увеличение удельного веса игнимбритов в верхних частях разреза. Это дает основание многим исследователям разделять приморскую свиту на две части: нижнюю — существенно туфовую и верхнюю — существенно игнимбритовую. Как представляется, такое разделение оправдывает себя в пределах отдельных вулкано-тектонических структур, поскольку может быть связано с определенными этапами вулканической деятельности, проявляющимися в процессе эволюции магматического очага. Вместе с тем, корреляция отдельных частей разреза (свит, подсвит, горизонтов) между различными вулкано-тектоническими структурами должна проводиться с большой осторожностью и лишь на основе данных, бесспорно свидетельствующих о синхронности в деятельности вулканов. Это тем более важно, что имеются многочисленные примеры неоправданности подобных корреляций.

Таким образом, анализ внутреннего строения и фациальной изменчивости приморской свиты позволяет считать, что вулканизм сенонской эпохи проявлялся более или менее одновременно на всей территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в виде грандиозных трещинных эксплозий, приуроченных к глубинным разломам, ограничивающим крупные вулкано-тектонические впадины, возникшие в результате погружения отдельных блоков фундамента. Сравнительно однообразный состав липаритовых игнимбритов, слагающих свиту, указывает на то, что вулканизм сенонской эпохи был связан с периферическими очагами, имеющими общий глубинный источник.

### Датский вулканогенный комплекс

Датский вулканогенный комплекс представлен сияновской свитой, которая на севере носит название самаргинской, и вышележащей толщей биотитовых липаритов (винская свита И. И. Берсенева, 1964).

На севере, в пределах Пластунской вулкано-тектонической впадины, самаргинская свита пользуется широким распространением. Свита несогласно залегает на различных горизонтах приморской свиты и перекрывается породами вышележащей липаритовой толщи, которую иногда параллелизуют с богопольской свитой Тадушинской депрессии.

Самаргинская свита разделяется В. В. Ветренниковым (1967) на две подсвиты. Нижняя из них представлена крупнообломочными пирокластами дацитового состава с прослоями значительного количества туфогенно-осадочных пород. Верхняя подсвита образована лавами андезитового и андезито-дацитового состава (рис. XI—5).

Наиболее полный разрез свиты наблюдается в береговых обрывах бухты Пластун. Нижняя часть свиты здесь состоит из переслаивающихся толщ алевролитовых, псаммитовых, пелитовых туфов дацитового состава с прослоями пачек туфоалевролитов и мелкозернистых песчани-

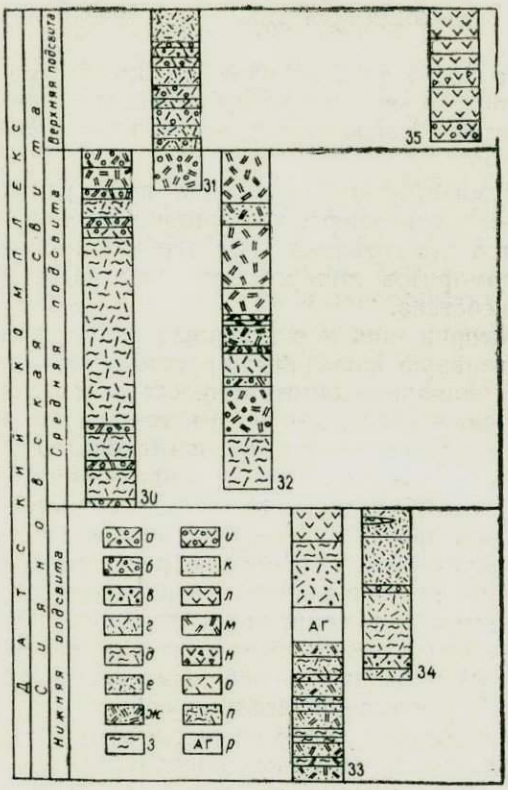



**Рис. XI—5. Схема сопоставления разрезов датского комплекса.**

(а—г) — туфы кварцевых порфиров, липаритов, б — агломератовые, в — псефитовые, г — псаммитовые, д — игнимбриты, е — туфопесчаники, ж — туфы дацитов, з — алевролиты, и — агломератовые туфы андезитов, к — песчаники, л — андезиты, порфириты, м — дациты, н — брекчиевые лавы андезитов, о — липариты, п — игниспумиты, туфолавы, р — агглютинаты.

Разрезы: **30** — разрез по берегу моря севернее бухты Пхусун (Рыбалко, 1967), **31** — левый борт р. Тутунги (Рыбалко, 1967), **32** — левый борт р. Пхусун между дер. Бровки и Маргаритово (Рыбалко, 1967), **33** — северное побережье бух. Пластун (Ветренников, 1968), **34** — бассейн р. Иодзыхе (Ветренников, 1968), **35** — береговые обнажения бухты Пластун (Ветренников, 1968).

ков, туфопесчаников и туфоконгломератов с хорошо окатанной галькой. В средней части разреза преобладают игнимбриты, спекшиеся туфы и агглютинаты. Последние встречаются вблизи экструзивных тел, например вблизи Осташевского некка. В агглютинатах наблюдается частичное спекание мелкообломочного материала. Дацитовые игнимбриты В. В. Ветренников выделяет в особый морфологический тип — осташевский (по полуострову Осташева). Это плотные литоидные породы с хорошо выраженными фьямме из хлоритизированного стекла. Спекшиеся лавоподобные туфы дацитов, встречающиеся в разрезе, отличаются массивным сложением, зеленоватым цветом, наличием многочисленных угловатых обломков. Эти туфы представляют разновидность игнимбритов с меньшей степенью спекания. Между туфами и игнимбритами наблюдается постепенный переход, который характеризуется увеличением степени спекания вверх по разрезу и постепенным появлением обломков вулканического стекла типа фьямме. Вверху разреза залегают андезитовые лавы, представляющие верхнюю подсвиту самаргинской свиты. Нередко андезиты образуют перекрывающие друг друга лавовые потоки, разделяемые шлаковой корой. Мощность самаргинской свиты весьма непостоянна. Максимальная видимая мощность в районе бухты Пластун составляет 1100—1200 м.

На левобережье Иодзыхе самаргинская свита слагает вулканическое плато, полого наклонное к югу. Как и в окрестностях бухты Пластун самаргинская свита здесь делится на две подсвиты: нижнюю — пирокластическую, верхнюю — лавовую.

В береговых обрывах Японского моря между бухтами Терней и Тавайза свита имеет более сложное строение. В отличие от других районов игнимбриты и спекшиеся туфы здесь пользуются ограниченным распространением. Они имеют значительно меньшую степень спекания, чем и отличаются от осташевских игнимбритов. В разрезах преобладают относительно рыхлые туфы с гидрохимическим типом цемента и вулканогенно-осадочные породы.

В верхнем течении р. Сица наблюдается изменение состава лав са-

маргинской свиты (снизу вверх) в сторону увеличения кислотности от андезитов до липарито-дацитов.

Выше самаргинской свиты согласно или с незначительным угловым несогласием залегает толща липаритов, соответствующая по возрасту богопольской свите. Наибольшим распространением она пользуется в районе пос. Терней и в бассейне реки Белембе. Небольшие выходы ее наблюдаются в окрестностях Пластунской впадины. Сложена толща туфами и лавами липаритов, липарито-дацитов, дацитов.

В Ольгинском районе, в бассейне реки Аввакумовки, датский комплекс разделен В. В. Ветренниковым на две крупные толщи. Нижняя толща в свою очередь делится на три пачки. Нижняя из пачек мощностью 300—350 м сложена грубообломочными вулканокластическими породами липаритового состава, а также туффитами и туфогенно-осадочными породами. К средней пачке относятся игнимбриты липаритового состава мощностью 200—250 м. По морфологическим особенностям В. В. Ветренников (1967) различает два типа игнимбритов: тенфуровский и малосиировский. Первый характеризуется присутствием редких обломков кварца и многочисленными фьямме зеленого стекла. Малосиировский тип отличается содержанием большого количества кварцевых зерен. Оба типа связаны взаимопереходами. К третьей пачке относятся массивные литоидные туфы, игнимбриты и игниспумиты липаритового состава мощностью 700—750 м. По мнению В. И. Рыбалко, все три пачки, выделенные В. В. Ветренниковым, являются одновозрастными образованиями, представляющими различные фации вулканических пород.

Верхняя толща датского возраста также сложена пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами липаритового и липарито-дацитового состава. По В. В. Ветренникову, толща характеризуется повышенным содержанием биотита (до 10%), средним составом плагиоклаза и почти полным отсутствием калишпата. В. В. Ветренников делит толщу на пять пачек, которые имеют незначительные литологические различия, и, по-видимому, представляют различные фации в сложной вулканогенной толще. В связи с этим интересно отметить и различие в строении датского комплекса в районе деятельности Тенфуровского и Пфусунского вулканов. Так, в районе Тенфуровского вулкана среди вулканитов преобладают игнимбриты и спекшиеся туфы липаритового состава, в то же время в окрестностях Пфусунского вулкана развиты умеренно-кислые до средних лавы и игниспумиты. Наконец, в нижнем течении р. Аввакумовки в некотором отдалении от центров вулканической деятельности развиты преимущественно туфогенно-осадочные породы: туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и отчасти пепловые игнимбриты дацитового состава. В некоторых случаях наблюдается ритмическое строение толщи. Например, по левому борту р. Арзамазовки каждый ритм начинается туфами с размерами обломков до 0,5 м и заканчивается мелкообломочными псаммитовыми туфами и туфопесчаниками с прослоями пепловых туфов.

В пределах Ванчинской и Пфусунской вулкано-тектонических депрессий датский комплекс разделяется В. И. Рыбалко на три толщи, представляющие последовательные этапы вулканизма датского времени. Поскольку каждая толща приурочена к определенному центру извержения, можно допустить и синхронность в их накоплении.

Нижняя толща весьма неоднородна по своему строению. В низовьях р. Ванчин она представлена грубообломочными пирокластическими породами дацитового состава. На соседнем участке нижняя толща, по данным В. И. Рыбалко, сложена почти исключительно лавами дацитового или липарито-дацитового состава, образующими крупное лавовое поле. К востоку и югу среди лав появляются горизонты агло-

мератовых туфов. В районе мыса Дальнего количество пирокластического материала достигает 30%, а юго-восточнее деревни Милоградово в разрезе уже преобладают агломератовые и псефитовые туфы дацитов.

Средняя толща датского комплекса описана В. И. Рыбалко в низовьях рек Пфусун и Тутунги. Залегает она либо на кислых туфах приморской свиты, либо на вулканитах нижней толщи датского возраста. В разрезе, составленном В. И. Рыбалко севернее бухты Пфусун, наблюдается ритмичное чередование агломератовых и псаммитовых туфов и игнимбритов. Каждый ритм начинается горизонтом агломератовых туфов в основании и заканчивается горизонтом игнимбритов вверху.

Мощность средней подсвиты определяется в 800—1000 м.

Верхняя толща датского комплекса выделена в бассейне реки Тутунги. Граница ее со средней толщей, как отмечает В. И. Рыбалко, в значительной степени условна. Она проводится по массовому появлению в разрезе коричневых тонкофлюидальных дацитов или туфов дацитов. Эта толща выполняет более или менее самостоятельную кальдеру в составе Пфусунской вулкано-тектонической структуры. Поскольку толща связана с самостоятельным центром извержения, она, возможно, является синхронной со средней толщей. В составе толщи присутствуют агломератовые и псаммитовые туфы, а также значительную роль играют лавовые потоки.

На отдельных участках встречаются псаммитовые туфы, которые, возможно, являются отложениями кратерных озер. Мощность верхней толщи составляет 800—900 м.

Приведенная выше краткая характеристика внутреннего строения датского вулканогенного комплекса позволяет отметить следующие его главные особенности: локальное распространение комплекса в пределах датских вулкано-тектонических структур; весьма пестрый состав продуктов синхронно действующих вулканов датского времени, находящихся в пределах одной и той же вулкано-тектонической структуры, сложное внутреннее строение комплекса, обусловленное взаимодействием вулканов, отличающихся по типу вулканической деятельности и, соответственно, по составу вулканических продуктов.

Можно предполагать, что в датскую эпоху вулканическая деятельность была связана с обособленными магматическими очагами, находившимися на разной стадии дифференциации. Наряду с периферическими очагами глубинной магмы, определенную роль играли и крупные анатектические очаги, опустошение которых приводило к образованию крупных кальдер оседания.

Таким образом, изложенные выше данные свидетельствуют о сложном внутреннем строении и резкой фациальной изменчивости сеноман-туронского, сенонского и датского вулканогенных комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

В сеноман-туронское и сенонское время вулканическая деятельность происходила одновременно на всем протяжении вулканического пояса и была приурочена к глубинным разломам, активизировавшимся в процессе развития Сихотэ-Алинского свода. Крупные впадины, возникшие в это время на месте погрузившихся блоков складчатого фундамента, выполнялись вулканитами среднего и кислого состава — продуктами дифференциации глубинной магмы в периферических магматических очагах.

Датская и палеогеновая эпохи характеризуются более ограниченным развитием вулканизма, проявившегося в пределах локальных вулкано-тектонических структур, накладывающихся на сеноман-турон-

ские и сенонские структуры. Часть датских структур представляет собой кальдеры оседания, возникшие в результате обрушения кровли периферических (связанных с глубинной магмой) или анатектических магматических очагов.

## Выводы

Анализ данных по детальному геологическому картированию вулканитов в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса свидетельствует о сложном внутреннем строении и резкой фациальной изменчивости вулканогенных образований, требующих дальнейших углубленных исследований. Важной задачей в связи с этим является внедрение методов сравнительного изучения и сопоставления разрезов, приемлемых в условиях сплошной затаеженности и слабой обнаженности территории на востоке СССР.

Изучение внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных образований является одним из основных методов палеовулканологических исследований, позволивших на основе сравнительного фактического материала перейти к разработке теоретических представлений об истории вулканизма на данной конкретной территории.

Анализ внутреннего строения вулканогенных образований должен опираться на надежную стратиграфическую основу. И в то же время ни одна стратиграфическая схема вулканогенных образований, составленная без учета особенностей внутреннего строения и фациальной изменчивости, не может быть признана удовлетворительной. Тем более нельзя признать удовлетворительными схемы, составленные на основе заранее выработанных представлений, не увязанных с конкретными геологическими данными.

Существующие в настоящее время стратиграфические схемы, основанные на представлениях о литологической однородности одновозрастных вулканогенных толщ и циклическом изменении их состава, не удовлетворяют требованиям геологического картирования.

Стратификация вулканогенных образований должна проводиться в пределах отдельных палеовулканов или вулкано-тектонических структур. Корреляция разрезов, относящихся к различным палеовулканическим структурам, возможна лишь с учетом вероятных изменений петрохимического состава, возникающих при специфических условиях развития данной вулканической структуры, включая и особенности дифференциации питающего вулканического очага.

При разработке основ стратиграфии вулканогенных образований следует отказаться от практики выделения литологических однородных свит и заменить их вулкано-плутоническими комплексами, развивающимися в пределах отдельных вулкано-тектонических структур.

На территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса целесообразно выделить следующие вулкано-плутонические комплексы.

**Сеноман-туронский вулкано-плутонический комплекс** (петрозуевская и синанчинская свиты) средних и кислых эффузивно-пирокластических и вулканогенно-молассовых образований и комагматичных интрузий, развивающихся за счет дифференцированной глубинной магмы, в пределах крупных вулкано-тектонических структур, возникающих на месте погруженных блоков складчатого фундамента.

**Сенонский вулкано-плутонический комплекс** (приморская свита) существенно кислых пирокластических пород — игнимбритов и сваренных туфов и комагматичных им гранитоидных интрузий, возникающих в связи с мощными трещинными эксплозиями дифференциатов глубинной магмы, приуроченных к активизированным разломам, ограничивающим подвижные блоки складчатого фундамента.

**Датский вулкано-плутонический комплекс** (сияновская свита и надсияновская толща биотитовых игнимбритов) липарито-дацитового и андезито-дацитового состава — продукт глубинной и частично анатектической магмы.

**Палеогеновый вулкано-плутонический комплекс,** представленный контрастной серией пород липаритового и андезито-базальтового состава.

**Неогеновый вулкано-плутонический комплекс** базальтов и андезито-базальтов, возникших за счет недифференцированной глубинной магмы.

## Глава XII

# ПАЛЕОВУЛКАНЫ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Начало палеовулканологическим реконструкциям в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса положено М. А. Фаворской (1949, 1956), описавшей вдоль побережья Японского моря целый ряд типичных фельзитовых некков.

В последующие годы, в связи с широким развитием геологосъемочных и тематических исследований были получены многочисленные данные, свидетельствующие о значительном распространении в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса не только вулканических некков, но и хорошо поддающихся реконструкции руин верхнемеловых и палеоген-неогеновых вулканических аппаратов (работы Баскиной, Бидюка, Быковской, Бураго, Ветренникова, Маринина, Маркевича, Остроумова, Ростовского, Рыбалко, Сапожникова, Соколова и многих других). Некоторые из палеовулканов были описаны в специальных статьях (Быковская, 1959; Баскина, 1964; Ростовский, 1964).

Наряду с обычными вулканическими постройками типа стратовулканов, кальдера-вулканов, щитовых вулканов, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса пользуются широким распространением крупные вулкано-тектонические структуры, которые большинством исследователей относятся к типу кальдер проседания, возникших при обрушении кровли близповерхностных вулканических очагов (Берсенев, XXXII том Геологии СССР; Рыбалко, 1968).

До недавнего времени господствовало мнение о брахиформном строении этих тектонических впадин (Салун, 1964). Однако, как отмечает И. И. Берсенев, в результате детальных исследований некоторых эффузивных полей в Кавалеровском и Тетюхинском районах, была установлена вулкано-тектоническая природа впадин. Как показали результаты бурения, вулканиты, выполняющие впадины, отличаются очень большой мощностью и крутыми эруптивными контактами. Скважины глубиной до 1200 м, заданные даже вблизи контакта вулканитов с породами фундамента, в большинстве случаев не вышли из вулканогенных образований.

По данным И. И. Берсенева, вулкано-тектонические структуры представлены либо отдельными кальдерами диаметром 5—20 км (междуречье Судзухе — Муладза), либо группами небольших кальдер, образующими цепочки длиной до 10 км (водораздел Бикин — Арму). Однако, чаще кальдеры сливаются между собой, образуя более сложные и крупные структуры, достигающие в длину 40—80 км при ширине 10—20 км. Простирание большинства структур субширотное или северо-западное. Главными вулкано-тектоническими структурами (с юго-запада

на северо-восток) являются: Таухе-Ванчинская, Ванчин-Пфусунская, Пфусун-Аввакумовская, Аввакумовско-Фудзинская, Якутинская, Иманско-Ноттинская, Березовско-Ороченская. Расстояние между осями смежных впадин колеблется в широких пределах, достигая 50 км. Вблизи морского побережья между главными впадинами расположены дополнительные, более короткие, а также ряд кальдер, в связи с чем вулканиты образуют почти сплошные поля. Участки, разделяющие впадины, как отмечает И. И. Берсенев, представляют собой площади, сохранившиеся от обрушения, а не брахиантиклинали, как это считалось раньше.

Новое более прогрессивное представление о происхождении впадин, способствовало проявлению значительного интереса к их дальнейшим исследованиям. В результате был детально изучен целый ряд впадин, вулкано-тектоническая природа которых теперь не вызывает сомнений. В качестве примера таких хорошо изученных структур можно назвать Пластунскую вулкано-тектоническую депрессию, изученную В. В. Ветренниковым (1965), Пфусунскую и Ванчинскую структуры, описанные В. И. Рыбалко (1965), и некоторые другие.

Полученные результаты позволили рассмотреть под новым углом зрения материалы предыдущих исследований и наметить на территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса с большей или меньшей степенью вероятности целый ряд вулкано-тектонических депрессий и локальных вулканических структур (Фремд, Рыбалко, Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского пояса, 1968). Достоверность некоторых из них не вызывает сомнений. Ряд же других структур выделен с определенной долей вероятности и требует дальнейшей проверки.

За основу классификации палеовулканов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса принята схема, разработанная в свое время для Джунгарского вулканического пояса (Фремд, 1959, 1965) и затем примененная при исследовании палеовулканов Нижнего Приамурья и некоторых других районов (Сухов, 1967).

В соответствии с этой классификацией, уточненной применительно к геологическим условиям в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса выделяются следующие типы палеовулканов и вулкано-тектонических структур:

А. Палеовулканы

а) липаритовые вулканы и их некки;

б) андезитовые вулканы и их некки;

в) смешанные (андезито-липаритовые и андезито-базальтовые) вулканы и их некки.

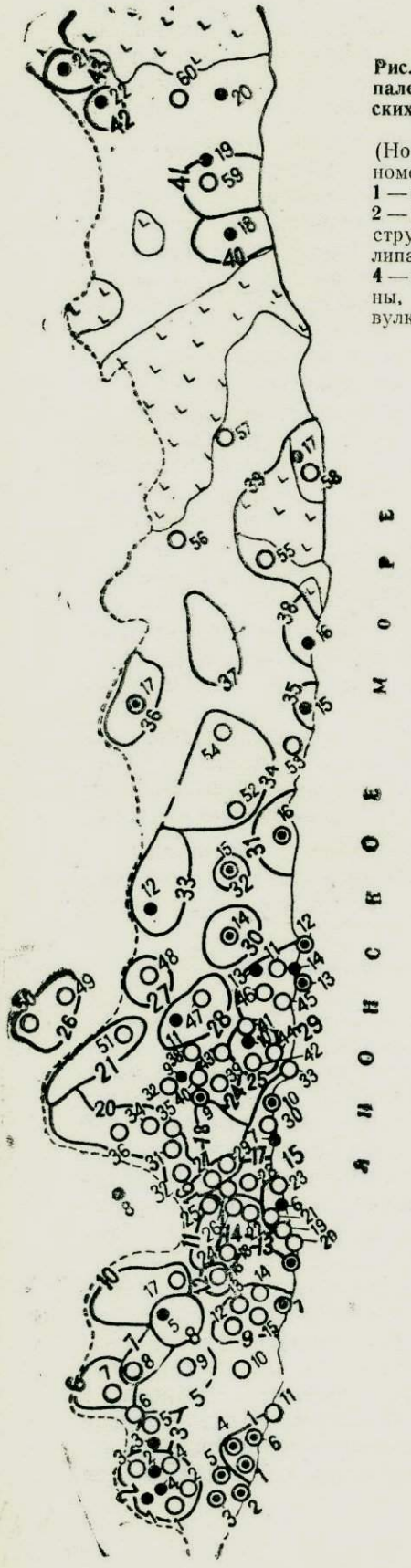
Б. Вулкано-тектонические структуры

а) вулкано-тектонические структуры I типа (возникшие при погружении блоков фундамента).

б) вулкано-тектонические структуры II типа (кальдеры оседания).

Ниже приводится описание типичных примеров вулкано-тектонических структур и крупных палеовулканов. Для более ясного представления о характере блоковых движений фундамента рассмотрены некоторые вулкано-тектонические поднятия, ограничивающие структуры. Полный перечень известных в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса палеовулканов и вулкано-тектонических структур приводится в каталоге (табл. XII—1, рис. XII—1).

Первой описана расположенная на севере рассматриваемого региона Пластунская вулкано-тектоническая структура. В ее строении отчетливо наблюдается последовательное развитие от сенонского этапа



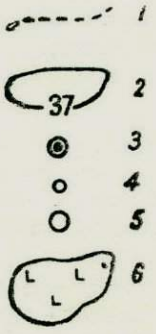




**Рис. XII—1. Схема расположения палеовулканов и вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.**

(Номера на схеме соответствуют номерам в каталоге вулканов) **1** — граница вулканического пояса, **2** — контуры вулкано-тектонических структур, **3** — смешанные андезито-липаритовые полигенные вулканы, **4** — андезитовые полигенные вулканы, **5** — липаритовые полигенные вулканы, **6** — покровы андезито-базальтов.

накоплений, с которыми связано образование кальдеры оседания. бинных магматических очагов, до датских эффузивно-пирокластических накоплений, с которыми связано образование кальдеры оседания, Духовское поднятие, ограничивающее структуру, хорошо отражает характер блоковых движений сенонского времени.

Следующие Тетюхинская вулкано-тектоническая и Бринеровская вулкано-тектоническая структуры, являются примером сенонских полигенных структур, развитие которых в значительной мере связано с центрами эксплозивной и экструзивной деятельности.

Солонцовская структура привлекает к себе внимание по двум причинам. Во-первых, на ее примере отчетливо видна последовательность развития грабенообразной впадины и заполнение ее пирокластической толщей приморской свиты. Во-вторых, расположенный в центре депрессии Солонцовский вулкан (2-й этап развития структуры) является характерным примером андезитовых стратовулканов.

Описанные затем Пфусунская и Ванчинская структуры относятся к типичным структурам 2-го типа — кальдерам оседания, возникшим на сенонском фундаменте в датское время. Они могут служить хорошим примером депрессий, образовавшихся в связи с обрушением кровли анатектического очага.

Далее рассматривается группа весьма характерных вулкано-тектонических структур датского возраста, приуроченных к обширной Сандагоуской вулкано-тектонической депрессии, заполненной вулканитами сенонского времени.

Тенфуровский вулкан является хорошим примером структуры, развитие которой было связано с деятельностью центральных вулканов, питавшихся за счет близповерхностных очагов. Пароксизмальная деятельность вулкана обусловила создание вершинной кальдеры. Эмбагоуская кальдера, также входящая в состав Сандагоуской вулкано-тектонической депрессии, наподобие Пфусунской, образовалась в связи с проседанием кровли.

Скалистореченское поднятие, разделяющее Эмбагоускую и Тенфуровскую структуры, описано как пример, позволяющий установить возраст и характер блоковых движений фундамента.

### Пластунская вулкано-тектоническая структура

Пластунская вулкано-тектоническая структура, впервые выделенная и описанная В. В. Ветренниковым (1963) в южной части Тернейского района, представляет типичный пример полигенной вулкано-тектонической структуры, в строении которой различаются сенонская грабен-синклиналь или собственно вулкано-тектоническая депрессия, сенон-датская кальдера оседания (кальдера-депрессия) и отдельные вулканические центры, преимущественно стратовулканы и их некки. Рассмотрим каждый из указанных структурных элементов в отдельности (рис. XII—2).

Сенонская вулкано-тектоническая депрессия представляет обширную несколько вытянутую в северо-восточном направлении грабен-синклиналь, ограниченную северо-восточными (продольными), северо-западными (поперечными), а также дугообразными или полукольцевыми разломами, возникающими как производные линейных разломов и оперяющих трещин нескольких направлений. Системы параллельно развивающихся нарушений создают на отдельных участках ступенчатое строение депрессий. Границами депрессии являются: на севере долины рек Иодзыхе и Б. Синанча, на западе — водораздел рек Ахобе, Б. и М. Си-

нанчи, на юге — долина р. Каменки, на востоке — береговая линия Японского моря, срезающая часть структуры. В современном рельефе по краю впадины располагаются горные гряды с отметками отдельных вершин от 600 до 960 м. Внутренняя часть впадины представляет сильно расчлененное нагорье с высотами порядка 400—500 м в западной и 200—300 м в восточной части. В строении вулкано-тектонической депрессии принимают участие вулканогенные образования сенонского возраста, представленные петрозуевской, синанчинской и приморской свитами. В центральной части депрессии, кроме того, широко развиты вулканиты сияновской (сенон-даний), богопольской (палеоген) и кузнецовской (неоген) свит, принимающих участие в строении сенон-датской кальдеры, наложенной на сенонскую вулкано-тектоническую структуру.

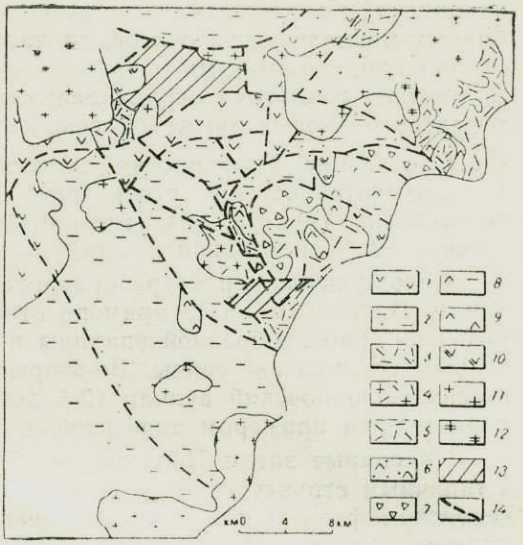



**Рис. XII—2. Пластунская вулкано-тектоническая структура.**

**1** — лавы и туфы андезитов сеноман-туронского са.комплекса, **2—5** — вулканиты сенонского комплекса, **2** — игнимбриты липаритов, **3** — туфы липаритов, **4** — экструзии гранофиров, **5** — экструзии липаритов, **6—10** — вулканиты датского комплекса, **6** — псаммитовые туфы дацитов, **7** — агломератовые туфы дацитов, **8** — игнеспумиты дацитов, **9** — экструзии дацитов, **10** — экструзии андезитодацитов, **11** — граниты, гранодориты, **12** — гранит-порфиры, **13** — складчатый фундамент, **14** — разломы.

Периферическая часть Пластунской структуры сложена вулканитами петрозуевской, синанчинской и нижней частью приморской свит.

Петрозуевская свита представлена вулканогенно-молассовыми образованиями — туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфами липаритов (кварцевых порфиров) мощностью до 400 м. Выходы ее наблюдаются как по западному краю депрессии (в долине р. Б. Синанча), так и на востоке (в обрывах южного берега п-ова Якубовского).

Мощные толщи андезитов и их туфов синанчинской свиты (1100—1200 м), согласно залегая на отложениях петрозуевской свиты, известны только в северной и западной частях депрессии. Свита неоднородна по своему строению. Нижняя ее часть — эффузивно-пирокластическая, верхняя — преимущественно лавовая. Излияния синанчинских андезитов были связаны, главным образом, с северо-восточным (Тетюхинским) глубинным разломом.

Нижние горизонты приморской свиты (нижнеприморская подсвита) развиты по всей периферии Пластунской депрессии. Они представлены достаточно однообразными фельзитовидными, алевролитовыми и псаммитовыми туфами кварцевых порфиров и игнимбритами общей мощностью до 600—700 м. В верхах подсвиты были встречены вулканогенно-осадочные породы с флорой турона — нижнего сенона (Ветренников, Неволина, 1969).

В пределах внутренней части депрессии развиты вулканогенные образования средней и верхней подсвит приморской свиты. Средняя подсвита, залегающая на нижней через горизонт агломератовых туфов, представлена игнимбритами и туфами липаритового состава мощностью до 750—850 м. Присутствие в составе свиты различных типов игним-

бритов, связанных взаимопереходами и фациально замещающими друг друга, свидетельствует об одновременной деятельности нескольких трещинных эксплозивных центров.

Верхняя подсвита приморской свиты также образована игнимбритами, представляющими самостоятельный морфогенетический тип, отличающийся от игнимбритов средней подсвиты повышенным содержанием темноцветных минералов. Кроме того, в составе верхней подсвиты на отдельных участках встречаются породы жерловой фации, агломерато-псефитовые ксенотуфы липаритов и крупнопорфировые липариты (Ветренников, 1967). Последние слагают юго-восточную часть крупного Ветродуйского экструзива, закупорившего кратер средне-верхнеприморского вулкана. Данное предположение основано на наличии двух дугообразных разломов, ограничивающих внутреннюю часть кальдеры этого вулкана.

Сенон-датская (сияновская) кальдерная депрессия, эксцентрически накладывается на сенонскую (приморскую) вулкано-тектоническую депрессию. На востоке она погружена под уровень Японского моря, а в пределах материка ограничена Пластунским дугообразным разломом, проходящим через г. Джигитскую, верховье р. Ветродуй, и по долине кл. Первый Распадок. Кальдера сложена вулканитами сияновской, богопольской (?) и кузнецовской свит и генетически связанными с ними экструзиями и некками. Нижняя подсвита сияновской свиты мощностью до 600 м состоит из вулканогенно-осадочных пород с флорой верхнего сенона-дания, туфами и игнимбритами дацитового состава. Верхняя подсвита представлена почти исключительно лавами андезитов, образующими потоки, общая мощность которых превышает 300 м.

Богопольская (?) свита пользуется ограниченным распространением. Она известна на п-ве Якубовского, где образует 250-метровую толщу липаритов (липаритовых игнимбритов), залегающую на неровной поверхности гиалоандезитов верхнесияновской подсвиты.

Кузнецовская свита неогеновых андезито-базальтов и долеритов встречается на периферии кальдеры в виде небольших разрозненных покровов. Мощность свиты около 200 м.

В пределах сенон-датской кальдерной депрессии сохранились многочисленные руины стратовулканов, экструзий и некков.

Самая крупная Филаретская экструзия андезито-дацитов площадью около 6 кв. км расположена в центральной части кальдеры. Слагающие ее андезито-дациты существенно отбелены и местами превращены во вторичные кварциты. В восточной части экструзии сохранились остатки кратера, заполненного гидротермально измененной жерловой брекчией. Вокруг экструзива, в удалении от него на расстоянии 3—7 км, расположен ряд других некков и экструзий, представляющих либо руины самостоятельных вулканических центров, либо, как считает В. В. Ветренников, периферические кратеры Филаретского вулкана. Среди этих образований лучше других изучены Асташевский, Шапочный, Якубовский и Джигитский некки и экструзии. Некки имеют в диаметре 100—150 м, сложены андезитами или андезито-дацитами с отчетливо выраженной флюидальностью. Нередко наблюдается переход некков и экструзий в покровы. Кроме того, нередко вокруг некков наблюдаются пояса из кластолав или агломерато-брекчий. Один из крупных, Якубовских некк, диаметром до 500 м сложен агломератовыми туфами с глыбами приморских игнимбритов до 10 м в поперечнике.

История развития структуры представляется следующим образом.

В сеноман-туроне в результате расколов мезозойского складчатого фундамента и перемещений крупных блоков по системам глубинных разломов, в пределах Сихотэ-Алинского свода возникают многочисленные грабеноподобные впадины и разделяющие их горстовые поднятия. В числе других крупных впадин возникла и Пластунская депрессия. Гидростатическое давление погружающегося Пластунского блока на глубинный магматический очаг обусловило выжимание андезитовой магмы. Во время подъема глубинной магмы в верхних горизонтах возникали промежуточные и периферические очаги, в которых происходили процессы контаминации и дифференциации. Связь периферических очагов контаминированной магмы с поверхностью через глубинные разломы, ограничивающие и отчасти секущие Пластунский блок, обусловили мощные эксплозии игнимбритового материала, заполнившего депрессию многокилометровой толщей вулканитов приморской свиты. Мощным эксплозиям предшествовали, по-видимому, трещинные излияния еще слабодифференцированной андезитовой магмы, образовавшей покровы андезитов синанчинской свиты. В этот же период, по-видимому, возникли и отдельные центральные вулканы, руины которых сохранились в виде участков агломератов и туфобрекчий жерловой фации или экструзий и некков.

В сенон-датское (сияновское) время начинается второй этап развития Пластунской вулкано-тектонической структуры. В мощной, многокилометровой толще приморских игнимбритов, образующих верхний структурный ярус Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, наряду с остаточными периферическими очагами глубинной магмы, возникают очаги кислой анатектической магмы, питающие крупные трещинные и центральные вулканы сияновского и богопольского времени. Опустошение близповерхностных очагов в результате мощных игнимбритовых эксплозий в начале сияновского времени приводит к возникновению крупной кальдеры оседания, ограниченной Пластунским кольцевым разломом.

Дальнейшая вулканическая деятельность в сенон-датское и палеогеновое время развивалась в пределах этой кальдеры. Здесь возникло несколько центральных вулканов, представляющих, возможно, эксцентрические кратеры крупного многоосевого Филаретского вулкана.

В эоцене характер вулканической деятельности в пределах Пластунской структуры, как и в пределах всего Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, резко меняется. В связи с истощением близповерхностных анатектических очагов прекращается эксплозивная деятельность центральных вулканов, создавших мощные толщи игнимбритов сияновской и богопольской свит. Вместе с тем, новое проявление активности глубинных разломов в пределах консолидировавшихся участков вулканического пояса приводит к излияниям базальтовой магмы, образовавшей обширные покровы на пространствах Сихотэ-Алинской горной системы. Непосредственно в пределах Пластунской структуры излияния платобазальтов кузнецовской свиты происходили по кольцевым разломам и оперяющим их трещинам.

Следует отметить, что изложенные здесь представления о развитии Пластунской вулкано-тектонической структуры отличаются от более ранних представлений В. В. Ветренникова (1967). По данным этого автора, Пластунская структура представляет систему двух наложенных друг на друга кальдер обрушения, возникших при опустошении локальных близповерхностных анатектических очагов в сенонское, а затем в сенон-датское время. При этом недостаточно учитывается роль блоковых движений фундамента и эксплозий кислых дифференциатов глубинной магмы.

### Духовское вулкано-тектоническое поднятие

Духовское вулкано-тектоническое поднятие, расположенное на восточном борту Пластунской впадины, представляет приподнятый блок складчатого фундамента. Со всех сторон, за исключением северо-восточной, обрывающейся в море стороны, поднятие ограничено тектоническими разрывами, представляющими зоны дробленых пород с углами падения 50—80° и мощностью до пяти и более метров. В западной и центральной частях поднятия отмечаются небольшие интрузии диоритов и кварцевых диоритов, а в восточной части — интрузии биотитовых гранитов. В строении поднятия принимают участие юрские и нижнемеловые интенсивно дислоцированные геосинклинальные толщи, которые с резким несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными породами верхнего мела. Юрские (?) образования состоят из кремней, песчаников, реже алевролитов. Они слагают восточную часть поднятия. Раннемеловые породы, представленные также песчаниками и алевролитами, встречаются в западной части структуры. Залегающая выше петрозуевская свита верхнего мела разделяется на три пачки общей видимой мощностью в 140 м: нижняя — мелкозернистые песчаники с подчиненными гравелитами и алевролитами, средняя — алевролиты с подчиненными песчаниками и гравелитами, верхняя — туфопесчаники и туфоалевролиты, вверху туффиты с угловатыми обломками эффузивов кислого состава. Залегающая выше нижнеприморская подсвита фациально и по мощности не отличается от аналогичной по возрасту подсвиты, залегающей в Пластунской впадине. Она представлена фельзитовидными туфами кварцевых порфиров. Кузнецовская свита олигоценовых базальтов выделяется в виде покрова мощностью до 100 м, несогласно залегающего на юрских (?) кремнистых образованиях.

Духовское поднятие начало развиваться в нижнем сеноне. Об этом свидетельствует тот факт, что разрезы петрозуевской свиты и нижнеприморской подсвиты, развитые на площади поднятия, фациально и по мощностям аналогичны разрезам, наблюдаемым в пределах Пластунской депрессии. Причиной возникновения поднятия В. В. Ветренников (1968) считает внедрение позднесенонской интрузии, кровля над которой была приподнята в виде купола и разбита на отдельные блоки. Предположение о наличии под поднятием интрузивного тела подтверждается локальной линейно вытянутой аномалией с интенсивностью до 500 гамм. Наблюдающиеся на поднятии выходы гранитов могут рассматриваться как апикальные части скрытой на глубине интрузии.

Вместе с тем, представляется, что Духовское поднятие, также как и описанное ниже Скалистореченское поднятие в Ольгинском районе, возникло в связи с общим сводовым развитием Сихотэ-Алиня, которое началось с раннего сенона. Внедрение позднесенонских куполовидных интрузий явилось следствием, а не причиной блоковых движений и осуществлялось по разломам, возникшим в связи с развитием свода.

### Тетюхинская вулкано-тектоническая структура

Тетюхинская структура также является примером сенонской полигенной вулкано-тектонической депрессии, в развитии которой существенную роль играла центральная эксплозивная деятельность стратовулкана Русалка. Тетюхинская вулкано-тектоническая структура, включающая в себя руины вулкана Русалка, расположена в междуречье Тетюхе и Ахобе. В плане она имеет форму неправильного пятиугольника (рис. XII—3), диаметром около 15 км. Со всех сторон структура ограничена прямолинейными или дуговыми разломами типа сбросов. При этом главный ограничивающий разлом сопровождается серией более

мелких параллельных сбросов и, таким образом, ограничение структуры имеет ступенчатый характер. Ограничивающие разломы зачастую залечены дайками липаритов с порфировыми выделениями кварца и полевых шпатов и фельзитовой или микрографической основной массой.

Тетюхинская структура заполнена вулканогенными образованиями сенонского комплекса — приморской свитой, которая здесь разделяется на две подсвиты. Нижнюю подсвиту можно наблюдать только по периферии вулканической структуры. Наиболее полно она сохранилась в ее южной части. Здесь подсвита представлена пачкой переслаивающихся агломератовых, лапиллиевых, гравийных и псаммитовых туфов липаритовых и дацитовых порфиров. Преобладают гравийные и лапиллиевые туфы кислого состава. Среди кислых вулканитов наблюдается два горизонта средних лав и туфов мощностью 40—60 м. Изредка встречаются туфогенно-осадочные породы. В других частях структуры породы нижней подсвиты обнажаются на небольших участках и представлены в основном агломератовыми и гравийными туфами кислого состава. Верхняя подсвита представлена мощной (до 600 м) толщей сваренных туфов и игнимбритов липаритовых порфиров. Это породы серого и зеленовато-серого цвета с крупными (3—5 мм) обломками кварца и полевых шпатов и сваренной, иногда псевдофлюидальной, связующей массой, среди которой наблюдаются лепешковидные с расплывчатыми очертаниями фьямме плохо раскристаллизованного стекла. Наиболее полно эта толща развита за пределами вулкано-тектонической структуры по левобережью р. Ахобэ. Среди кислых туфов здесь довольно часто отмечаются горизонты и линзовидные прослои тонкообломочных туффитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, песчаников. В центральной части структуры эта толща сложена в основном грубообломочными туфами липаритовых порфиров.

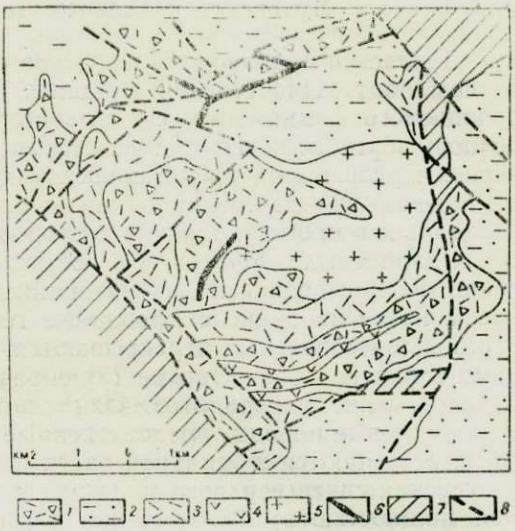


**Рис. XII—3. Тетюхинская вулкано-тектоническая структура.**

1 — агломератовые и лапиллиевые туфы липаритов, 2 — игнимбриты липаритов, 3 — экструзии липаритов, 4 — андезиты, 5 — гранит-порфиры и гранофиры, 6 — дайки липаритов, 7 — складчатый фундамент, 8 — разломы.

В центральной части вулкано-тектонической структуры и ближе к ее восточному краю расположен крупный гранитоидный массив, который в литературе известен под разными названиями — Араратский (Остроумов, 1952), интрузия Третьего ключа (Ростовский, 1963), Ахобинская интрузия (Варавва и др., 1966). Сложена интрузия мелко- и среднезернистыми гранитами, часто порфировидными с гранитной или пегматоидной структурой. Розовые и розово-серые граниты в эндоконтакте переходят в светлые гранофиры с фенокристами полевых шпатов и гранофировой основной массой. Несколько севернее аналогичные гранофиры встречаются в центральной части некка побочного вулкана, на что указывала В. А. Баскина (1964). Ею же было отмечено близкое не только петрографическое, но и петрохимическое родство интрузивных и вулканогенных пород, в частности, повышенное количество калия

при ничтожной роли натрия. Эти данные позволяют считать граниты комагматическими вулканогенными породам вулкана Русалка. К этому же выводу приходит Ф. И. Ростовский (1964).

Вулкан Русалка очень сильно разрушен, поэтому восстановить полностью детали его строения и проследить этапы формирования практически невозможно. С некоторой долей условности в его истории можно выделить два периода: докальдерный и послекальдерный. В докальдерный период (отложение нижней подсвиты приморской свиты) главный центр эрупции располагался где-то в районе современной Араратской интрузии. На это могут указывать широко распространенные вокруг интрузии агломератовые и псефитовые туфы кислого состава с большим количеством обломков пород фундамента и порфиритов сеноман-туронского вулканогенного комплекса, а также грубоконцентрическое строение вулканогенных толщ, отчетливо заметное на юге структуры.

Первый период деятельности вулкана завершается образованием вершинной кальдеры диаметром около 5 км. Границы соммы отчетливо фиксируются грубокольцевым экструзивным телом флюидальных липаритов с редкими вкрапленниками розового полевого шпата.

Экструзия внедряется в ослабленную зону кальдерного сброса и окружает сомму с юга, запада и северо-запада. С северо-востока кальдерный сброс впоследствии был заполнен магмой при формировании Араратской интрузии. Ширина экструзивного тела колеблется от 800 до 1500.

После образования кальдеры помимо старого центрального кратера возникают новые очаги вулканической деятельности. Прежде всего сильные эрупции происходят на гребне кальдеры в районе кольцевой экструзии. Они фиксируются в настоящее время в виде брекчиевой мантии и агломератовых туфов, развитых в основном с внутренней стороны экструзии, со стороны соммы. Здесь же часто наблюдаются линзы мелкообломочных туффитов и туфогенно-осадочных пород. По-видимому, между краем соммы и растущим внутренним конусом было много озер.

Небольшой вулкан, образовавшийся к северу от кальдеры, подробно описан Ф. И. Ростовским (1964). Аналогичного строения некк расположен в долине р. Тетюхе к югу от кальдеры.

Наиболее интенсивная деятельность вулкана Русалка, по-видимому, была сконцентрирована внутри соммы, в районе главного канала. Отсюда происходят извержения громадных масс кислой пирокластики, образовавших верхнюю подсвиту приморской свиты.

Усиление эруптивной деятельности было связано с проникновением в нижние горизонты вулканической постройки Араратской интрузии. При этом надо полагать, что часть магмы достигала поверхности, о чем свидетельствует уже упоминавшаяся взаимосвязь интрузивных и экструзивных пород. Таким образом, сам процесс внедрения можно рассматривать, как перемещение вверх периферического магматического очага или как формирование нового очага в верхних горизонтах коры. Опустошение периферического магматического очага в результате катастрофических извержений громадных масс пирокластики приводит к новому опусканию вулканической постройки по системе грубоконцентрических ступенчатых сбросов.

Процессы опускания структуры и внедрения интрузии представляются взаимосвязанными. Опускающиеся массы горных пород активно воздействовали на магму в периферическом очаге, способствуя ее выжиманию вверх и форсируя, таким образом, наступление пароксизмальных этапов вулканизма.

С другой стороны, внедрение интрузии, очевидно, замедляло опускание вулканической постройки, а, быть может, вызывало и положительные движения. В результате внутри вулкано-тектонической струк-

туры образовалось отчетливое куполовидное поднятие с Араратской интрузией в центре. Поднятие расположено эксцентрично, ближе к восточному краю структуры, поэтому эта часть вулканической впадины испытала наименьшее погружение. Наибольшее опускание было в краевых частях вулкано-тектонической структуры. На западе, севере и юге амплитуда опускания в некоторых случаях была не менее 800 м, тогда как у восточного ограничения она вряд ли превышала 100 м. В заключительный период формирования структуры происходит внедрение даек липаритов в зоны ограничивающих разломов. Неравномерность опускания разных участков структуры вызвала появление в жестком фундаменте серии разрывов, что еще больше усугубило неравномерность опускания и окончательно сформировало блоковое строение структуры. Проседание структуры в целом проходило сравнительно медленно, что и послужило причиной отчетливо выраженного задирания слоев вулканитов по периферии структуры, где углы наклона слоев достигают 25—30°.

Таким образом, Тетюхинская структура приобрела блюдцеобразную форму, осложненную отдельными разрывами и куполообразным поднятием в западной части.

### Бринеровская вулкано-тектоническая структура

Бринеровская вулкано-тектоническая структура сенонского возраста расположена на побережье Японского моря в районе пос. Тетюхе-Пристань. С востока она обрезана морем, с запада — ограничена дугообразными разломами (рис. XII—4). Внутри структуры расположены руины вулканов Бринера и Лангоу.

Вулкан Бринера расположен в приустьевой части р. Тетюхе. В центральной его части в береговых обрывах обнажается крупная полигенная Бринеровская экструзия. Длина экструзии с севера на юг достигает 2,8 км. Центральная часть ее шириной порядка 550 м сложена глыбовой лавой тонкофлюидальных липаритов, местами переходящими в сферолитовые и пузыристые (ближе к эндоконтактам) разности. К эндоконтакту они постепенно переходят в агглютинаты, состоящие из сваренных между собой обломков флюидальных и пузыристых липаритов. Приблизительно посередине тело глыбовых липаритов прорвано некком черных витродацитов с вертикальной грубой полосчатостью у эндоконтакта. Контакты некка — вертикальные, липариты у контактов осветлены и обохрены. На высоте 20 м над уровнем моря некк дацитов переходит в небольшой лавовый поток мощностью около 15 м, прослеживающийся на юг на 400 м.

С юга и севера липариты прорваны тонкофлюидальными риодацитами, образующими два крупных тела — северное и южное. Контакты их с липаритами вертикальные, агглютинаты с экзоконтакта приобретают красный цвет.

К югу и юго-востоку от центральной Бринеровской полигенной экструзии склоны вулкана на расстоянии нескольких километров сложены грубыми агломератовыми туфами темного, почти черного цвета, состоящими из округлых обломков размером в среднем 0,3—1,0 м. Встречаются, однако, глыбы размером до 5—6 м. В обломках отмечаются разновидности лав центральной экструзии, но преобладают темные риодациты. Кроме того, встречаются обломки туфов кислого состава и зеленоватых порфиритов. Цементирующий материал состоит из более мелких обломков того же состава. При удалении от кратера на расстояние порядка 1 км вместе с постепенным уменьшением величины обломков в туфах появляется все более отчетливо выраженная слоистость. На расстоянии 1,5—2 км от жерла склоны вулкана сложены

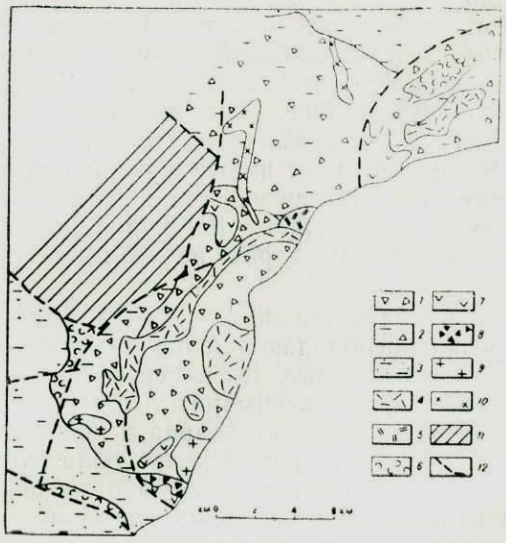


**Рис. XII—4. Бринеровская вулкано-тектоническая структура.**

1 — агломератовые туфы липаритов, 2 — лапиллиевые туфы липаритов, 3 — игнимбриты липаритов, 4 — игнеспумиты липаритов, 5 — экструзии липаритов и дацитов, 6 — вулканогенно-осадочные породы, 7 — андезиты, 8 — агглютинаты андезитов 9 — граниты 10 — диорит-порфириты, 11 — складчатый фундамент, 12 — разломы.

ритмично слоистыми туфами. Нижние части ритма образованы в основном грубообломочными туфами с размером обломков до 10—15 см. Вверх величина обломков постепенно уменьшается, а агломератовые туфы переходят в лапиллиевые, затем в гравийные и псаммитовые. Верхние части ритма сложены тонкозернистыми слоистыми пепловыми и псаммитовыми туфами и туффитами. Мощность ритмов колеблется от 3 до 7 м при резком преобладании грубообломочной агломератовой части. Еще дальше от центра извержения в составе туфовой толщи преобладают лапиллиевые и гравийные туфы кислого, реже умеренно кислого состава, переслаивающиеся с крупнозернистыми рыхловатыми псаммитовыми, часто слоистыми и сваренными туфами липаритов. Среди этих пород наблюдаются линзообразные прослои пизолитовых туфов. Наконец, наиболее удаленные (более 5—10 км) от жерла части вулкана сложены преимущественно сваренными туфами и игнимбритами липаритов, среди которых часто наблюдаются невыдержанные горизонты разнозернистых туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и других туфогенно-осадочных пород.

К югу от центральной экструзии на расстоянии 4—6 км расположено несколько мелких тел дацитов, андезито-дацитов и андезитов, приуроченных, по-видимому, к дугообразному кальдерному разлому. Тела эти представляют собой, по всей вероятности, некки небольших, недолго живущих паразитических вулканов. Побочным характером этих вулканов можно объяснить и более основной состав продуктов их извержений по сравнению с составом лав основного кратера. Наиболее крупным из этих тел является некк Черная Скала. Он расположен на берегу моря в районе одноименного мыса. Длина некка достигает 2 км при ширине до 400 м. Сложен он черными андезитами с вкрапленниками андезита и авгита и микролитовой или офитовой основной массой. С юга некк оборван тектоническим нарушением, с севера окружен брекчиевой мантией, связанной через глыбовую лаву постепенными переходами с породами некка. Глыбовые агглютинаты и брекчиевые лавы наблюдались также в апикальных частях экструзии.

К западу от Бринеровской экструзии также имеются довольно значительных размеров экструзивные тела, одно из которых имеет отчетливо выраженную лакколитообразную форму. К сожалению, западная часть вулканической постройки взброшена по крупному разлому и уничтожена последующей эрозией. Зато к северу от бухты Тетюхе в береговых обрывах Японского моря можно наблюдать прекрасный разрез через северную часть Бринеровского вулкана и сопряженных с ним более мелких вулканов. На протяжении около 3,5 км к северу от Бри-

неровской экструзии береговые обрывы сложены агломератовыми и глыбовыми агломератовыми туфами приморской свиты. Породы эти плохо сортированы, разнозернистые. Преобладающий размер обломков 0,1—1 м, но довольно часто встречаются глыбы размером до 20 м. Форма глыб обычно округлая. Представлены они преимущественно розоватыми витрофировыми липаритами и дацитами с красноватой корочкой спекания по поверхности. Часто липариты имеют флюидальную или сферолитовую структуру. Помимо кислых лав наблюдаются глыбы игнимбритов кислого состава, андезитов и их туфов. В северной части вулкана в отличие от южной в агломератовых туфах не наблюдается ритмичной слоистости.

Далее на север и северо-восток приблизительно от устья р. Ахобэ в разрезе вулканогенной толщи резко преобладают мелкообломочные пирокластические образования, в основном серые, темно-серые и зеленовато-серые псаммитовые сваренные туфы и игнимбриты липаритов. Породы наполовину состоят из обломков (2—3 мм) кварца и полевых шпатов. Связующая масса состоит из мелких рогульчатых обломков стекла, заметных только в менее сваренных разностях; обычно же они настолько свариваются друг с другом, что границы между ними исчезают и связующая масса приобретает вид микрофельзитового агрегата, часто с заметной псевдофлюидальностью. Количество и размер фьямме в породах сильно варьирует. Обычно это небольшие, длиной 2—5 см и толщиной до 0,5 см, уплощенные лепешковидные обломки слабо девитрифицированного стекла. Среди игнимбритов и сваренных туфов наблюдаются слои агломератовых туфов кислого состава мощностью 20—40 м. Состоят они из округлых глыб липаритов и их туфов размером 10—30 см. В районе устья р. Ахобэ имеются также горизонты игниспумитов липаритового состава.

В северной части вулкана не наблюдается столь ясно выраженной постепенной смены грубообломочных пирокластических пород более мелкообломочными. Глыбовые агломератовые туфы отделяются здесь от псефитовых и псаммитовых крупной дугообразной экструзией розовых тонкофлюидальных и массивных липаритов. Мощность экструзивного тела колеблется от 200 до 600 м при длине более 10 км. Экструзия, очевидно, многофазная, о чем говорит пестрота ее состава, а также прямые наблюдения в береговых обрывах моря южнее устья р. Ахобэ. Здесь экструзивное тело формировалось в два этапа, причем в оба этапа образовались флюидальные липариты с редкими фенокристами кварца и полевых шпатов и крупными концентрического строения вариолями. С севера к экструзии примыкает трубообразное тело диаметром 50 м агломератов, состоящих из обломков липаритов; очевидно, это жерловина, возникшая в результате взрыва при выжимании лавы. Дугообразная форма экструзии позволяет предположить, что она внедрилась по кальдерному разлому и, таким образом, можно считать, что Бринеровский вулкан развивается по типу Сомма-Везувий.

Среди агломератовых туфов на побережье наблюдаются две мелкие экструзии флюидальных липаритов, переходящих в зоне экзоконтакта в кластолаву. Одно из этих тел имеет отчетливую форму гриба. Ширина «шляпки» около 40 м при мощности до 80 м в центре, ширина «ножки» около 7 м.

По периферии Бринеровского вулкана на севере, как и на юге имели место мелкие паразитические центры извержения, лава которых несколько более основная, чем лава центральной жерловины. Один из таких центров можно предполагать в 5—6 км к северу от пос. Тетюхе-Пристань, где среди кислых туфов наблюдается небольшой покров андезитов. Второй побочный вулканический аппарат расположен в

береговых обрывах севернее руч. Первый Лангоу. Деятельность этого вулкана имела преимущественно экструзивный и эффузивный характер. В береговых обрывах между ручьями Первый и Второй Лангоу обнажается несколько небольших размеров экструзивных тел среди флюидальных и массивных липаритов, черных стекловатых дацитов и зеленоватых андезитов. Наблюдения над взаимоотношениями пород разного состава показывают, что наиболее ранними образованиями являются липариты, а поздними — андезиты. Жерловина вулкана шириной около 600 м выполнена грубыми агломератовыми туфами, шлаками и лавами андезитов. Породы интенсивно изменены гидротермальными процессами до вторичных кварцитов. К югу и к северу от жерловины отходят небольшие лавовые потоки темных андезитов мощностью до 20 м. В 1 км к юго-западу обнажается некк (ширина 250 м) серых с зеленоватым оттенком полнокристаллических диоритовых порфиритов, переходящих у контакта в черные афанитовые разности. Некк переходит в поток, прослеживающийся к западу на 5 км. Породы потока более тонкозернисты.

Северо-восточнее Бринеровского вулкана расположена подобная, но меньших размеров вулканическая постройка — вулкан Лангоу. Некк черных и коричневатых липаритов, аналогичных породам некка Бринеровского вулкана, представляет сильно удлиненное извилистое тело шириной 100—600 м при длине более 6 км. Это тело примыкает к дугообразной экструзии вулкана Бринеровского, являясь как бы ее продолжением, что позволило В. И. Рыбалко высказать предположение о наличии здесь цепочки вулканов, сидящих на одной трещине. Северную часть этой цепочки составляют вулканы Сигнальный, Прямая Падь и Рассыпной.

Толща пирокластических образований, слагающая склоны вулкана Лангоу, имеет ритмичное строение. Каждый ритм начинается грубообломочными агломератовыми туфами (пароксизмальный этап извержения), которые вверх по разрезу постепенно сменяются все более тонкообломочными туфами вплоть до пепловых, и завершается образованием туфогенно-осадочных пород (период затишья или минимальной активности вулкана). В некоторых случаях сила извержения нарастала постепенно, и тогда формированию агломератов пароксизмальной стадии предшествовало накопление псаммитовых туфов. По мере удаления от центра извержения мощность ритмов, а также грубозернистость пород уменьшается.

### Солонцовая вулкано-тектоническая структура

Солонцовая вулкано-тектоническая структура, начало формирования которой относится к сеноман-туронскому времени, расположена в среднем течении реки Тетюхе. В связи с приуроченностью к структуре ряда месторождений южной части Тетюхинского рудного поля, в ее пределах производились крупномасштабные геолого-съемочные работы, сопровождающиеся большим объемом бурения. Материалы этих работ позволяют с достаточной степенью достоверности судить о строении депрессии и представить историю ее формирования.

Отдельные вопросы геологии и магматизма депрессии изучались многими геологами. М. А. Фаворская (1956) рассмотрела связь интрузии 27 ключа с кислыми эффузивными толщами верхнего мела. В. А. Баскина (1963, 1965) при исследованиях магматизма Тетюхинского района описала гору Солонцовую, находящуюся в центре структуры, как андезитовый стратовулкан. Ф. К. Шипулин (1957) в преде-

лах структуры изучил дайки основного состава и их связь с металлогенией района.

Солонцовая вулкано-тектоническая структура в плане имеет изометрическую форму. Площадь ее составляет около 100 км². Естественными границами структуры являются на севере и востоке река Тетюхе, на западе — ключ Тигровый, на юге — река Кривая (правый приток Тетюхе). С запада, севера и востока структура ограничена выступающими на дневную поверхность блоками складчатого фундамента. На юге она отделена тектоническим нарушением от кисинского эффузивного поля, сложенного эффузивами и пирокластами датского возраста (рис. XII—5).

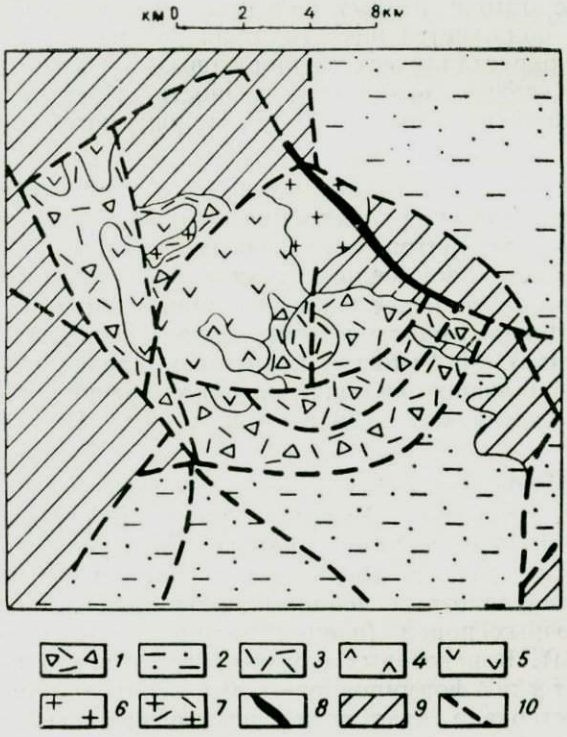



**Рис. XII—5. Солонцовская вулкано-тектоническая структура.**
**1** — агломератовые и лапиллиевые туфы липаритов, **2** — игнимбриты липаритов, **3** — экструзии липаритов, **4** — экструзии дацитов, **5** — андезиты и их туфы, **6** — граниты и гранодиориты, **7** — гранофиры, **8** — дайки липаритов, **9** — складчатый фундамент, **10** — разломы.

В строении Солонцовской депрессии принимают участие вулканогенные образования сенонского и датского вулкано-плутонических комплексов. Породы, слагающие сенонский комплекс, относятся к приморской свите (арзамазовская и монастырская, по Гурулеву, 1968). К датскому комплексу отнесена сияновская свита.

На периферии структуры развита нижняя подсвита приморской свиты. Представлена она невыдержанными по простиранию, фациально замещающими друг друга пластами и линзами агломератовых туфов и туфобрекчий липаритов (кварцевых порфиров), туффитов, конгломерато-брекчий. Наибольшую площадь подсвита занимает в северной части структуры, где она отделена от ограничивающего ее блока фундамента северо-западным разломом. Здесь в разрезе преобладают туфы и туфобрекчии липаритов, заключающие крупные блоки пород фундамента. Размеры некоторых блоков достигают сотен метров в поперечнике. Лавы в составе подсвиты пользуются ограниченным распространением. Встречаются лишь отдельные потоки андезитов, мощность которых не превышает 20—30 м. Общая мощность подсвиты в северной части структуры увеличивается от периферии к центру структуры с 400 до 800 м (Гурулев, 1964). В южной и юго-восточной части впадины свита представлена агломератовыми туфами, размер обломков в которых увеличивается к центру. Мощность подсвиты составляет здесь всего несколько десятков метров и только в отдельных каньонообразных понижениях увеличивается до 200 метров.

В южной и юго-восточной части Солонцовской структуры несогласно на фундаменте и вулканитах нижней подсвиты приморской сви-

ты залегают породы верхней подсвиты. Петрографический состав пород однообразен — это туфы и игнимбриты липаритов, а в нижней части разреза, кроме того, лапиллиевые туфы, туффиты. Мощность подсвиты в целом увеличивается к центру структуры с 200—300 до 400—800 м.

Центральная, наиболее возвышенная часть Солонцовской структуры, гора Солонцовая сложена породами сияновской свиты. В разрезе свиты преобладают покровы андезитовых лав, несогласно перекрывающие породы фундамента и кислые эффузивы приморской свиты. В восточных отрогах горы Солонцовой сияновская свита представлена туфами андезитов, переслаивающимися с «туфами смешанного состава». Последние образованы обломками основных пород, цементируемых кислым пепловым материалом. Природа «туфов смешанного состава» изучена недостаточно. Можно предполагать, что они образовались в результате смешания пирокластических продуктов липаритовых и андезитовых вулканов, действовавших одновременно в раннесияновское время.

По данным бурения средняя мощность сияновской свиты 700 м. В направлении г. Солонцовой мощность свиты заметно увеличивается, что позволяет рассматривать эту вершину как крупный центр вулканизма датского времени.

В пределах Солонцовской депрессии имеется ряд экструзий, некков, даек и субвулканических массивов диоритового, гранодиоритового и гранитного состава, связанных с близко-одновременной деятельностью магматических очагов приморского и сияновского времени, находившихся на различной стадии дифференциации.

Формирование Солонцовской вулкано-тектонической структуры началось в конце сеномана-турона или в начале сенона в связи с погружением крупного блока складчатого фундамента.

В сенонское время происходило заполнение образовавшегося грабена вулканитами приморской свиты. Вероятнее всего, центры сенонского вулканизма были расположены в северо-западной депрессии.

Частичное опустошение расположенных недалеко от поверхности очагов кислой анатектической магмы, а также и очагов дифференцированной глубинной магмы, повлекло за собой оседание юго-западной и центральной частей структуры.

В датское время в связи с активизацией периферических очагов с дифференцированной глубинной магмой на обширной площади Солонцовской депрессии накапливаются мощные толщи эффузивных и пирокластических пород андезитового и андезито-дацитового состава сияновской свиты. Главным центром вулканической деятельности этой эпохи являлся Солонцовский вулкан с большим количеством побочных кратеров, а также вулканов на севере структуры. Остатки этих вулканов представлены некками и субэффузивными дайками. Синхронная деятельность очагов с различной степенью дифференциации магмы привела к образованию сложных вулканогенных толщ, к которым относятся и «туфы смешанного состава».

### Пфусунская вулкано-тектоническая структура

Пфусунская вулкано-тектоническая структура, расположенная в нижнем течении рек Пфусун и Ванчин, может служить примером кальдеры оседания датско-палеогенового времени. В плане структура имеет форму полуокружности с радиусом 30 км. Вторая половина депрессии опущена под уровень Японского моря (рис. XII—6).

Пфусунская структура выполнена вулканитами датского комплекса. Фундаментом для нее являются вулканиты приморской свиты.

Со всех сторон структура ограничена системой дуговых или прямо-

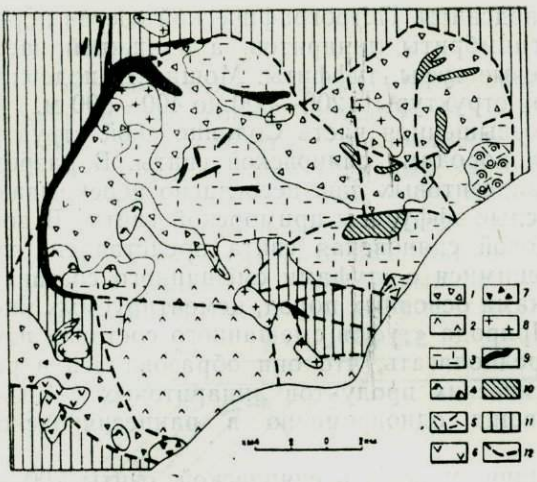


**Рис. XII — 6. Пфусунская вулкано-тентоническая структура.**

**1** — агломератовые и лапиллиевые туфы дацитов, **2** — игнимбриты дацитов, **3** — игнимбриты липаритов, **4** — экструзии дацитов, **5** — экструзии липаритов, **6** — экструзии андезитов, **7** — эруптивная брекчия, **8** — гранит-порфиры и граниты, **9** — дайки липаритов и гранофиров, **10** — дайки и штоки андезито-базальтов, **11** — фундамент структуры — кислые туфы и игнимбриты, **12** — разломы.

линейных разломов типа сбросов с вертикальной или круто наклонной внутрь структуры плоскостью сбрасывателя. Дуговой разлом, ограничивающий северо-восточную часть структуры, представлен зоной милонитов мощностью 1—3 м, часто окаймленной с обеих сторон брекчиями мощностью до 1 м. Часто в зоне разлома наблюдаются дайки фельзитов или андезитовых порфиров. В береговых обрывах южнее устья пади Типивай видно, что главный разлом сопровождается целой серией параллельных ему мелких сбросов с амплитудой порядка нескольких метров. Дуговой разлом ограничивает Пфусунскую структуру с северо-запада, запада и юга. Как и первый разлом, он фиксируется сравнительно небольшой зоной брекчий и милонитов. В южной части мощность зоны милонитов увеличивается до 50 м. На значительном протяжении (около 20 км) разлом залечен дайкой липарито-дацитового состава. Ее мощность 100—600 м. Раскристаллизация пород дайки варьирует в широких пределах: от вулканических стекол до полнокристаллических гранофиров. В районе пос. Пфусун разлом представлен двумя мощными (до 600 м) зонами брекчий, состоящими из обломков пород сенонского и датского комплексов. Породы превращены во вторичные кварциты. Величина опускания по этому нарушению до 600 м.

Субширотный разлом, ограничивающий структуру с юга, представлен маломощной зоной брекчий. Как и другие разломы, он сопровождается серией параллельных даек фельзитов и гранофиров. Величина опускания по этому нарушению невелика, порядка 200 м.

Внутри Пфусунской структуры имеется ряд сравнительно мелких дуговых и прямолинейных разломов с амплитудой смещения порядка десятков или первых сотен метров.

Пфусунская вулкано-тектоническая структура состоит из трех тесно связанных пространственно и генетически более мелких структур типа кальдер, являющихся отражением последовательных этапов формирования всей структуры в целом. Пространственно формирование структуры происходило с юга на север. В этом же направлении мигрировали центры извержения сияновского времени.

Строение и история формирования структуры представляются в следующем виде. Первые датские стратовулканы возникли где-то в низовьях р. Ванчин. Юго-западнее пос. Пфусун имеется обширное лавовое поле дацитов, под которыми предположительно и скрыт основной центр извержения Пфусунского вулкана, зафиксированный сильной магнитной аномалией. Лавовое поле имеет в поперечном разрезе отчетливо куполовидную форму. Среди лавовых потоков встречаются отдельные горизонты агломератовых туфов. Их количество по мере удаления от предполагаемого центра извержения все

увеличивается, а мощность лавовых потоков уменьшается. В районе мыса Дальнего, в 7—8 км от жерловины, количество лав и туфов приблизительно равно, а на правобережье р. Ванчин туфы преобладают. В западном направлении одновременно с уменьшением эффузивов в разрезе все большую роль играют лапиллиевые и гравийные туфы. Одновременно с главным центром эрупции на периферии вулканической постройки действуют несколько более мелких вулканов. Отличная кратерная воронка расположена в районе бухты Камни. С деятельностью одноименного вулкана связывается накопление толщи агломератовых и лапиллиевых туфов по правобережью р. Ванчин, а также формирование некоторых эндогенных куполов в этом районе.

В юго-западной части структуры широко развиты наряду с кислыми породами лавы и туфы среднего состава. Здесь же есть несколько андезитовых экструзий, окруженных глыбовой мантией и шлаками. Вполне вероятно, что одновременно с главными вулканами действовали несколько мелких вулканов, извергавших отличную по химизму лаву. Завершился первый период деятельности Пфусунского вулкана мощными излияниями дацитовой лавы, под которыми и был погребен кратер вулкана. Одновременно или несколько раньше образовалась центральная кальдера. Следы ее сейчас кое-где можно усмотреть под более поздними наслоениями. К этому же периоду относится начало формирования Пфусунской структуры как тектонической депрессии, т. е. происходит опускание вулканической постройки по системе дуговых разломов.

Второй период жизни Пфусунского вулкана характеризуется накоплением мощных толщ игнимбритов и игнимбритов, перемежающихся с агломератовыми туфами. Новые центры извержения возникли на гребне кальдеры. На месте наиболее значительного из них сейчас расположена интрузия пади Немой, сложенная гранит-порфирами и гранофирами. Второй центр извержения игнимбритов — вулкан Забава — располагается на юго-восточном гребне кальдеры. Третий вулкан — Лиственный, возник на склоне старого вулкана. Оба вулкана имеют в центре субинтрузивные массивы гранофиров, окруженные многочисленными радиальными и кольцевыми дайками.

Все три вулкана второго этапа по типу их деятельности очень близки. Е. Ф. Малеев (1956) предлагал называть такой тип извержений арагацким. Начиналось каждое извержение мощным взрывом лавовой пробки (отложение агломератов), за которым следовало излияние очень подвижной вспененной лавы (игнимбриты). О большой подвижности игнимбритовой лавы свидетельствуют факты проникновения ее в очень тонкие, миллиметровые трещины, отсутствие брекчиевых структур у основания и вверху потоков, незначительное воздействие ее на субстрат, по которому она двигалась. Как считает Г. Панто (1962, 1963), игнимбриты образовались из однородной насыщенной летучими гипомагмы, которая при движении вверх становилась гетерогенной, жидко-газово-твердой, разделенной на участки, насыщенные летучими и обедненные ими. При резком падении давления (в результате взрыва, например) такая лава вспенивалась и в таком виде изливалась на поверхность. При скокойной дегазации лава изливалась спокойно, образуя полосчатые витрофировые, а в некоторых случаях и гранофировые породы.

Длина потоков игнимбритов достигала 10—15 км. На таком большом удалении от центров извержения в разрезе средней толщи преобладают лапиллиевые и гравийные туфы и игнимбриты.

В конце второго периода происходит опускание средней части Пфу-

сунской структуры. Опустившийся блок приобрел в итоге форму сектора, вершиной которого был Пфусунский вулкан, а на радиусах — вулканы Забава и Лиственный. Внешний край сектора ограничен дуговым разломом, вдоль которого произошло внедрение кольцевой дайки переменного состава — от витрофиров до гранофиров.

Вулканическая деятельность в третий, заключительный период формирования структуры была сконцентрирована на севере, в бассейне р. Тутунга, где в это время функционировал одноименный вулкан. Здесь накапливается мощная толща дацитовых и липаритовых лав, игнимбритов и агломератовых туфов. Периферические части вулканической постройки сложены, как обычно, гравийными и псаммитовыми туфами. Постройка вулкана Тутунга опустилась по кольцевому разлому и причленилась с севера к уже существующей депрессии, завершив, таким образом, формирование Пфусунской вулкано-тектонической структуры.

### Ванчинская кальдера

Ванчинская кальдера, описание которой приводится по Ю. П. Бидюку (1969), охватывает почти полностью бассейн реки Ванчин и частично верховья рек Таухе и Мута. От пород фундамента Ванчинская кальдера ограничена кольцевым разломом, представляющим овал размером 23 на 27 км. Внутренняя часть представляет кальдеру оседания Ванчинского вулкана. Величина оседания, судя по положению синанчинской свиты на правом и левом бортах р. Фасольной Левой составляет 200—700 м. Плоскость сбрасывателя вертикальна или наклонена внутрь структуры под углом до 60°. Зона кальдерного разлома представлена широкой — 100—500 м — полосой дробленых и брекчированных пород. Почти повсеместно к зоне разлома приурочены выходы трещинных интрузий, экструзий и даек кислого состава — комагматов приморской свиты.

Ванчинским левосторонним сбросо-сдвигом кальдера рассечена на две равные половины. Юго-западная часть ее сдвинута на юго-восток на 7—8 км. Ванчинская кальдера возникла в приморское время на месте полигенного стратовулкана, основное жерло которого находилось в районе горы Дед. Основанием для Ванчинского вулкана служат эродированные толщи Синанчинского вулканического хребта. Центральная часть кальдеры сильно эродирована, и на месте центрального конуса выходят на поверхность породы синанчинской и отчасти петрозуевской свит, а также смятые в складки породы нижнего структурного этажа, прорванные интрузиями гранитов и экструзиями флюидальных липарито-дацитов. По периферии кальдеры сохранились сплошные или разрозненные поля туфов и игнимбритов приморской свиты. Залегание слоев в центре кальдеры периклинальное, у краев кальдеры падение слоев центриклинальное, что, по-видимому, связано с задиранием слоев при опускании по разломам.

Внутренняя часть кальдеры разбита на блоки системами разломов с амплитудами опусканий, достигающими нескольких сотен метров. В результате этого Ванчинская кальдера приобрела блоковое мозаичное строение.

Экструзии Ванчинской кальдеры располагаются на водоразделе ключа Нарзанного и реки Ванчин. Они представлены куполовидными возвышенностями, в строении которых участвуют флюидальные фельзиты, фельзо-дациты, фельзит-порфиры и сферолитовые лавы. Экструзия ключа Нарзанного — самая крупная — имеет размеры 2250 на 1700 метров. Она сложена осветленными флюидальными и сферолитовыми фельзитами, фельзо-дацитами и фельзит-порфирами. Вмещающие породы

представлены туфами и игнимбритами нижнеприморской подсвиты. У северо-восточного окончания экструзии и в ее центральной части отмечались фации конуса — агломератовые спекшиеся туфы, содержащие многочисленные обломки порфиритов. В центральной части экструзия перекрыта темными туфоалевролитами и алевролитовыми туффитами, являющимися, вероятно, фациями кратерного озера.

Формирование Ванчинской кальдеры происходило, по представлению Ю. П. Бидюка, в два этапа. В первый этап в зоне Евстафьевского разлома образовался стратовулкан, извергавший вулканиты дацитового и смешанного состава. Во второй этап извергались продукты кислого состава. Пароксизм вулканической деятельности, сопровождавшийся выбросом огромных масс вулканических продуктов, привел к обрушению вулканической постройки и образованию кальдеры. Обрушение сопровождалось образованием по периферии кальдеры серии мелких вулканических центров. К концу второго вулканического этапа в центральное жерло Ванчинского вулкана внедрилась гранитная интрузия кл. Нарзанного.

### Тенфуровский стратовулкан

Палеостратовулкан Тенфуровский, относящийся к датскому вулкано-плутоническому комплексу, расположен в восточной части Сандагоуской вулкано-тектонической впадины, в бассейне р. Сандагоу и ее правых притоков ключей Тенфуровский, Синиров и др. Морфологически вулкан представлен полуразрушенным конусом с диаметром основания около 18 км, в центре которого располагается вершинная кальдера с диаметром около 12 км. В центре кальдеры возвышается экструзия риодацитов, а ближе к внешнему краю кальдеры — цепочка экструзивов и некков биотитовых липаритов.

Вершинная кальдера в современном рельефе представляет впадину с плоским дном, глубоко изрезанным гидрографической сетью и крутыми бортами, возвышающимися над дном на несколько сот метров. Особенно четко выраженный южный борт кальдеры образован горной грядой с вершинами Тазовской — 1100, Путиловский — 964, Горной — 968 м и др. Восточный борт кальдеры проходит по водоразделу рек Левая и Правая Синировая, западный по водоразделу рек Сандагоу и ее притоку ключу Корейскому, северный борт кальдеры разрушен эрозией. Тенфуровский стратовулкан со всех сторон ограничен системой кольцевых разломов. С запада эти разломы отделяют конус вулканической постройки от Скалистореченского блокового поднятия, сложенного породами доверхнемелового складчатого фундамента (рис. XII—7). С северной стороны конус вулкана по системе разломов граничит с Эмбагоуской кальдерой.

Тенфуровские кольцевые разломы круто наклонены к центру вулкана и образуют серии ступенчатых сбросов с вертикальной амплитудой перемещения до первых сотен метров. Суммарная амплитуда сбросов в северной части кольцевой системы составляет около 1100 м, а в южной части не превышает 300 м. Большинство нарушений представлено зонами раздробленных гидротермально измененных и оталькованных пород мощностью от нескольких десятков до 120—150 м. В геологическом строении Тенфуровского палеовулкана участвуют породы сенонского и датского вулкано-плутонических комплексов. Фундамент палеовулкана сложен вулканогенно-осадочными породами петрозуевской свиты и толщей порфиритов и их туфов приморской свиты (сенонский комплекс), обнажающимися, главным образом, с северо-восточной стороны вулканического конуса. Сам вулканический конус образован игнимбритами и туфами липаритов сияновской свиты и несколько бо-

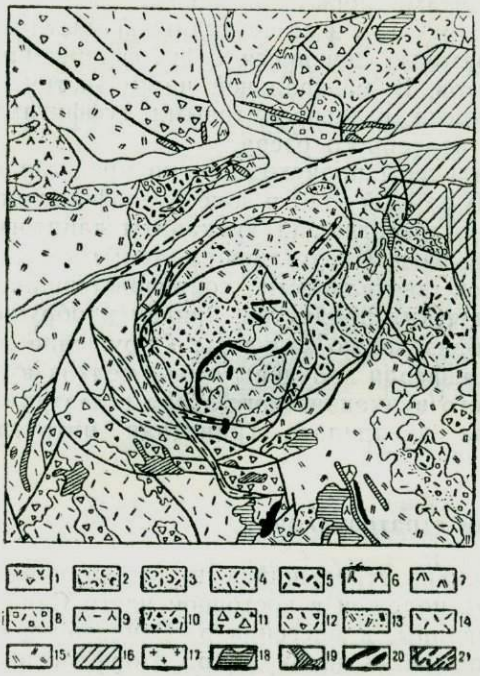


**Рис. XII—7. Тенфуровский стратовулкан**

Сеноман-туронский вулканогенный комплекс: 1—Андезитовые порфириты. 2—Туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты. 3—Кислые туфы, туффиты. Сенонский вулканогенный комплекс: 4 — Псаммитовые туфы липаритовых порфиров. Датский вулканогенный комплекс. 5—Липариты. 6—Липарито-дациты и липариты. 7—Дациты тонкофлюидальные. 8 — Кластолавы липаритов. 9—Игниспумиты липарито-дацитов. 10—Агломератовые туфы липаритов глыбовые. 11—Агломератовые туфы липаритов. 12—Лапиллиевые и гравийные туфы липаритов. 13—Сваренные псаммитовые туфы и игнимбриты липаритов. 14—Игнимбриты биотитовых липаритов. 15—Игнимбриты и игниспумиты липаритов. 16—Отложения складчатого фундамента. Интрузии датского комплекса: 17—Гранодиоритпорфиры. 18—Гранофиры и гранит-порфиры. 19—Липариты и липаритовые порфиры. 20—Андезиты и андезито-базальты. 21—а) Установленные разломы, б) Предполагаемые под аллювием разломы, в) Зоны дробления.

лее основными игнимбритами и туфами липарито-дацитов надсияновской (богопольской?) свиты (датский комплекс). Системой кольцевых и радиальных нарушений конус вулкана разбит на ряд блоков, в связи с чем отдельные его части несколько отличаются по своему строению. В северо-восточной части вулкана развиты грубообломочные туфы липаритов и игнимбритов, так называемого малосиировского типа нижней части сияновской свиты. Западней развиты преимущественно игнимбриты тенфуровского типа, относящиеся к средней части сияновской свиты.

Породы, слагающие конус вулкана, залегают периклинально с углом падения около 20°. К периферии структуры углы падения заметно уменьшаются. Вблизи Скалистореченского поднятия периклинальное падение пород заменяется на противоположное с образованием на месте перегиба брахисинклинали.

Прикратерная часть вулканического конуса сложена гидротермально измененными агломератовыми туфами нижней части сияновской свиты, которые прорываются Тенфуровской экструзией риодацитов, закупорившей жерло стратовулкана.

В строении Тенфуровского вулкана принимают широкое участие экструзивные и дайковые породы датского комплекса. Помимо уже отмеченного риодацитового экструзива, закупорившего жерло вулкана, у внешнего края кальдеры наблюдается ряд экструзивов и некков биотитовых липаритов и липарито-дацитов — Сиировский, Березовский, Воротнинский, Путиловский. К прикратерной части вулкана приурочены многочисленные липаритовые дайки.

В истории развития Тенфуровского вулкана намечается несколько этапов. В начале сенонского времени в связи с погружением крупных блоков фундамента возникла Сандагоуская вулкано-тектоническая впадина. В результате трещинных эксплозий кислых дифференциатов глубинной магмы, связанной с разломами, ограничивающими впадину, происходило накопление мощных толщ игнимбритов и туфов приморской свиты, залегающих в основании Тенфуровского вулкана.

В первой половине датского времени (сияновский век) эксплозии существенно липаритовой магмы были приурочены к центральным каналам и способствовали образованию крупного пирокластического туфо — игнимбритового конуса Тенфуровского вулкана.

Во вторую половину датского времени мощный пароксизм вулканической деятельности, возможно связанный с близповерхностным анатектическим очагом, разрушил верхнюю часть вулканического конуса. На ее месте образовалась крупная вершинная кальдера. При последующей деятельности вулкана происходило накопление своеобразных биотитовых игнимбритов и туфов, создавших толщу надсияновских вулканитов.

На заключительном этапе вулканической деятельности датского времени центральный и побочные кратеры Тенфуровского вулкана были закупорены вязкими липаритовыми лавами-экструзиями — Тенфуровской, Сияновской, Березовской, Воротнинской и другими.

### Эмбагоуская кальдера

Эмбагоуская кальдера может служить ярким примером вулканотектонической структуры типа кальдеры оседания, возникшей в связи с деятельностью близповерхностного магматического очага во второй половине датского времени.

По данным Ветренникова (1968) кальдера занимает бассейн среднего течения р. Аввакумовка на участке впадения в нее рек Морозовой и Квангинза. Граница ее проходит по левобережью реки Березовая и Эрдагоу. Затем по левобережью реки Воротная, через верховья Иванова в долину реки Квангинза. Ограничения кальдеры большей частью тектонические. К югу от нее расположен Тенфуровский палеостратовулкан, к юго-востоку — Скалистореченское поднятие. В северной части кальдеры находится более молодая, не связанная с образованием кальдеры, вулканическая постройка — Крестовский палеовулкан. Последний значительно повлиял на современную морфологию кальдеры и уничтожил часть ее северного обрамления. К юго-востоку от Крестовского палеовулкана кальдеру рассекает мощная зона Кастофуновского разлома.

Рассматриваемая структура в целом характеризуется отрицательным гравитационным полем. Ее положение в пространстве совпадает с северной частью локальной отрицательной аномалии силы тяжести, отмеченной на многих картах остаточных аномалий.

Кальдера представляет собой грабен-брахисинклиналь со ступенчатым строением, обусловленным развитием кольцевых систем разломов. В геологическом строении кальдеры участвует мощная надсияновская толща туфов и игнимбритов биотитовых липаритов и липаритодацитов. Горизонты и линзы игнимбритов и туфов, слагающих эту толщу, полого (10—12°) падают к центру кальдеры. На западе отмечается обратное падение, отражающее антиклинальный перегиб западного края кальдеры. В периферической части кальдеры развиты нижние и средние пачки биотитовых игнимбритов и туфов. В центре залегают существенно биотитовые игнимбриты верхней пачки надсияновской свиты.

В центре кальдеры расположен Эмбагоуский фельзитовый некк, закупоривший центральное жерло. Судя по удлиненной форме некка, жерло вулкана представляло трещину, ориентированную в меридиональном направлении.

История формирования кальдеры представляется в связи с продолжительной эксплозивной деятельностью близповерхностного магматического очага, состав продуктов которого постепенно изменялся в сторону повышения основности. В результате эксплозивной деятельности

был сформирован вулканический конус, сложенный туфами и игнимбритами, постепенно меняющий свой состав от липаритов до липарито-дацитов. В конце надсияновского века в связи с длительной пароксизмальной деятельностью магматический очаг был опустошен и кровля его опустилась по системе кольцевых разломов. Обрушение кровли очага привело к образованию Эмбагоуской кальдеры. В заключительный этап развития вулкана центральное и побочные жерла были закупорены некками из вязкой риодацитовой магмы.

### Скалистореченское поднятие

Скалистореченское поднятие, представляющее приподнятый блок складчатого фундамента, заслуживает специального описания, поскольку проливает свет на время и характер блоковых движений фундамента на восточном склоне Сихотэ-Алиня и условия формирования связанных с этими движениями вулкано-тектонических впадин. Описание Скалистореченского поднятия удобно поместить после характеристики разделяемых им Тенфуровской и Эмбагоуской структур.

Скалистореченское поднятие (Ветренников, 1968) расположено в бассейне реки Скалистая и на левобережье реки Аввакумовки. Оно продолжается на северо-восток за пределы района. Северная граница поднятия в пределах района проходит приблизительно по водоразделу ручья Иванова и ручья Левого, западная — примерно по правобережью реки Большая Сиировая и ручья Стражево. Южная — по долине р. Рассыпная падь. К западу от поднятия расположен Тенфуровский стратовулкан, к северо-западу и северу — Эмбагоуская кальдера. Ограничения поднятия большей частью тектонические. Гравитационное поле Скалистореченского поднятия приурочено к южной части локальной положительной аномалии силы тяжести, расположенной большей частью на левобережье р. Аввакумовки (Землянов, 1962).

Рассматриваемая структура представляет собой горст-антиклиналь ступенчато погружающуюся на северо-запад, запад и юг. Ядром Скалистореченской структуры является выступ верхнепалеозойской-мезозойского фундамента, сложенный верхнепалеозойскими, триасовыми и нижнемеловыми отложениями. На крыльях выходят породы петрозуевской свиты, перекрытые на севере основными вулканитами синанчинской свиты, на юге — вулканитами приморской свиты. Поднятие имеет мозаично-блоковое строение, обусловленное развитием многочисленных разрывных нарушений. Особенно интенсивно разбито ядро горст-антиклинали, состоящее из сложной мозаики мелких грабенов и горстов. Особо следует отметить небольшие грабены и выступы в верхнепалеозойском-мезозойском фундаменте, выполненные вулканитами и туфогенно-осадочными породами петрозуевской свиты. Грабены наблюдаются на водоразделе рек Скалистая и Аввакумовка. В последних совместно с породами петрозуевской свиты присутствуют породы толщи порфиритов и их туфов. В южной части поднятия расположен небольшой покров кристаллотуфов липаритов приморской свиты, возможно, представляющий собой остатки вулканической постройки приморского времени. На западе он перекрыт вулканитами Тенфуровского палеостратовулкана. От предполагаемой вулканической постройки сохранилось жерло, выполненное грубообломочными жерловыми туфами липаритов.

Начало формирования поднятия относится ко времени накопления пород приморской свиты. Во всяком случае в сеноман-туроне поднятия как положительной структуры еще не существовало. Об этом свидетельствует накопление на территории центральной части поднятия пород петрозуевской и синанчинской свит, в на-

стоящее время сохранившихся в небольших блоках. Воздымание центрального блока, по-видимому, вызвало вулканические явления по его периферии, приведшие к формированию приморской свиты. В дальнейшем относительное воздымание Скалистореченского поднятия происходило за счет опускания прилегающей с запада площади в связи с формированием Тенфуровского палеостратовулкана и Эмбагоуской кальдеры. Можно допустить и абсолютное воздымание блока, связанное с установлением изостатического равновесия, нарушившегося в связи с образованием названных выше вулканических структур. Скалистореченское поднятие испытывает положительное движение и в настоящее время, о чем свидетельствует атецедентный характер речных долин, прорезывающих поднятие.

## Выводы

В зависимости от условий строения и развития в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса можно выделить два типа вулкано-тектонических структур:

1) вулкано-тектонические структуры 1-го типа или вулкано-тектонические депрессии, возникающие при погружении крупных блоков складчатого фундамента и происходящих при этом трещинных эксплозиях продуктов дифференциации глубинной андезито-базальтовой магмы;

2) вулкано-тектонические структуры 2-го типа, или кальдерные депрессии — структуры, наложенные на депрессии 1-го типа. Они возникают в результате оседания кровли близповерхностных очагов анатектической либо глубинной дифференцированной магмы. Депрессии 2-го типа возникают, главным образом, в датское время на фундаменте из вулканитов сеноман-туронского и сенонского комплексов.

Разработанные впервые для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса представления об образовании вулкано-тектонических структур при погруженных блоках складчатого фундамента в процессе развития свода (взамен представлений о вулкано-тектонических депрессиях как кальдерах оседания, формирующихся в верхнем структурном этаже независимо от блоковых движений фундамента), хорошо объясняют давно установленную связь магматизма и эндогенной металлогении с специализированными глубинными разломами.

В связи с новыми представлениями о важной роли блоковой тектоники для формирования вулкано-тектонических структур возникает неотложная задача по выяснению строения складчатого фундамента депрессий, сведения о котором сейчас крайне ограничены. Это тем более важно, что, как представляется, реакционные зоны, развивающиеся на контакте пород фундамента и перекрывающих их вулканитов, являются наиболее перспективными для выявления разнообразного эндогенного оруденения.

# КАТАЛОГ ПАЛЕОВУЛКАНОВ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В настоящий каталог занесена большая часть позднемеловых и палеогеновых (?) вулканов и вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, известных на 1 сентября 1968 года (Фремд, Рыбалко, 1968). Расширенный каталог вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса будет опубликован в 6 выпуске трудов лаборатории палеовулканологии (Фремд, Рыбалко, 1972).

**Примечание.** Звездочкой отмечен автор, выделивший впервые палеовулкан или вулкано-тектоническую структуру. В остальных случаях палеовулканы и вулкано-тектонические структуры были выделены Г. М. Фремдом и В. И. Рыбалко по материалам авторов, указанных в соответствующей графе каталога. Нумерация в каталоге соответствует нумерации на схеме (рис. XII—1).

| Место расположения вулкана | Тип вулканической постройки | Название и краткая характеристика вулкана | Использованные материалы |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |

## ЛИПАРИТОВЫЕ ВУЛКАНЫ И ИХ НЕККИ

**Чифинский вулкан**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1. Левый борт р. Чифа (бас. р. Ванчин) | Стратовулкан | Центральный некк (600×1000 м) сложен липаритовыми порфирами, окруженными околокупольной агломератовой брекчией.<br>Вокруг сильно измененные псефитовые и агломератовые туфы. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |

**Экструзии ключа Хвостовцева**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 2. Верховье кл. Хвостовцева (бас. р. Ванчин) | Некки эродированного вулкана | Три сближенных тела размером до 1 км в поперечнике, сложенных флюидальными сферолитовыми фельзитами и фельзит-порфирами. Породы сильно изменены. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |

**Экструзии р. Лев. Фасольной**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 3. Водораздел рек Ситангоу — Лев. Фасольная | Стратовулкан | Четыре сближенных тела (1—3 км в поперечнике), сложенные фельзитами, фельзит-порфирами, интенсивно окварцованными.<br>Залегают среди пестрых агломератовых туфов и игнимбритов. Отнесены к приморской свите. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |

**Экструзии р. Ситангоу**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 4. Верховье р. Ситангоу | Стратовулкан | Три сближенных, вытянутых в СВ направлении тела флюидальных дацитов, окруженных лавами и грубообломочными туфами дацитов и липаритов. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |





| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|

**Вулкан Челгу**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 5. Верховье р. Челгу (бас. Пфусун) | Кальдера стратовулкана | Образует Челгинскую кальдеру, окруженную кольцом гранитоидных интрузий. Размеры кальдеры 15 кв. км. Внутри много сближенных экструзивных куполов флюидальных дацит-порфиров, сферолитовых дацитов или их кластолав. Купола окружены глыбовой околокупольной мантией. Вмещающие породы — пестрые агломератовые и псефитовые туфы дацитов и липаритов, игнимбриты. Ближе к периферии кальдеры встречается экструзия липаритов. Закальдерное пространство сложено игнимбритами кислого состава. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |



**Ладзугинский вулкан**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 6. Верховье р. Ладзуги | Некк | Несколько сближенных экструзивных тел сферолитовых и флюидальных дацитов среди грубообломочных кислых туфов сенонского возраста. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |

**Чуматагоуский вулкан**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 7. р. Чуматагоу | Некк | Несколько сближенных экструзивных тел флюидальных дацитов среди грубообломочных кислых туфов сенонского возраста. | Ю. П. Бидюк * 1969 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Семейный** | |
| 8. Падь Семейная | Стратовулкан | Группа экструзивных тел липаритов среди грубообломочных агломератовых туфов и лав липаритов. С запада и юга экструзии окружены полукольцом субвулканических интрузий гранит-порфиров и гранофиров. На восток, по водоразделу р. Тудагоу-Березовая несколько более мелких некков липаритов среди переслаивающихся лав и агломератов липаритов. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк *, В. И. Рыбалко, 1965 г. |
| | | **Тенфуровский (Сандагоуский) вулкан** | |
| 9. Падь Тенфуровая | Стратовулкан | На месте жерла крупное (до 10 кв. км) неправильное тело сильно измененных флюидальных фельзитов. Фельзиты окружены цепочкой экструзивных тел риолитоидных дацитов. Склоны вулкана сложены игнимбритами, псефитовыми и агломератовыми туфами липаритов и дацитов. Возраст датский. | Ю. П. Бидюк *, В. И. Рыбалко, 1965 г. В. В. Ветренников, 1967. |
| | | **Садагинский вулкан** | |
| 10. Среднее течение р. Садаги | Стратовулкан | Большое количество сферолитовых и флюидальных липаритов, слагающих, по-видимому, экструзивные купола среди толщи игниспумитов, игнимбритов и грубообломочных туфов. Возраст датский. | Ю. П. Бидюк *, В. И. Рыбалко, 1965 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Евстафиевский вулкан** | |
| 11. В 5 км ЮЗ бухты Евстафия | Стратовулкан | Некк риолитоидных дацитов (диаметр 500 м) среди поля вторичных кварцитов. Вокруг периклинально залегающая толща игнимбритов, липаритов, грубообломочных туфов липаритов и риолитоидных дацитов. Возраст сенонский. | В. И. Рыбалко *, 1967 г. |
| | | **Вулкан Шамуиниха** | |
| 12. г. Шамуиниха бас. р. Аввакумовки | Стратовулкан | Устанавливается предположительно по широкому развитию игниспумитов и лав дацитов и липаритов и грубоконцентричному расположению различных пирокластов. Возраст датский. | Н. С. Подгорная, 1959 г. |
| | | **Вулкан Кабаний** | |
| 13. Падь Кабанья (р. Арзамазовка) | Стратовулкан | Устанавливается по широкому развитию лав и грубых пирокластов, дацитов и липаритов, сменяющихся по простиранию туфогено-осадочными породами с пластами игнимбритов. Возраст датский. | М. С. Подгорная, 1959 г. |
| | | **Вулкан Поддеваловский** | |
| 14. Падь Поддеваловская (р. Арзамазовка) | Стратовулкан | Небольшой (200 м×300 м) некк обсидианов, вокруг много лав липаритов и грубых пирокластов липаритов и дацитов. Далее по периферии мелкообломочные туфы смешанного состава, игнимбриты дацитов, туфогенно-осадочные породы. Возраст датский. | Н. С. Подгорная, 1959 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Ольгинский вулкан** | |
| 15. В 2 км восточнее б. Ольга | Некк | Два округлых некка флюидальных липаритов среди однообразного поля сваренных туфов липаритовых порфиров сенона. | Н. С. Подгорная, 1959 г. |
| | | **Вулкан Судно** | |
| 16. Приустьевая часть рек Судновая Падь и Вымойная | Стратовулкан | Несколько экструзивных тел витролипаритов и обсидианов среди толщи флюидальных и сферолитовых лав липаритов и дацитов, агломератовых туфов, агглютинатов. В центре небольшой вулкано-тектонической структуры линза туффитов — отложения кратерного озера. Возраст датский. | Н. С. Подгорная, 1959 г. |
| | | **Верхне-Фудзинский вулкан** | |
| 17. Верховье р. Фудзин | Стратовулкан | Покров туфов и лав дацитов. Лавовые образования резко преобладают в центре, где предполагается жерло, скрытое под лавовыми потоками. Возраст датский. | Ю. Ф. Адамовский, А. И. Бураго, 1968 г. |
| | | **Вулкан Менный** | |
| 18. Падь Менная (р. Арзамазовка) | Стратовулкан | Кратерная воронка (кратерная кальдера) диаметром около 5 км выполнена грубообломочными агломератовыми туфами, сильно измененными. Склоны сложены псефо-псаммитовыми туфами и игнимбритами дацитов и липаритов с редкими потоками флюидальных лав дацитов. К северу и востоку два крупных экструзивных тела андезитовых дацитов, перех. в покровы. Возраст датский. | Ю. Ф. Адамовский, А. И. Бураго, 1968 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Топауза** | |
| 19. Озеро Топауза | Стратовулкан | Конус сложен туфами смешанного состава с маломощными потоками липаритов и потоком базальтов. Размер обломков пирокластики уменьшается от центра к периферии. Центральная часть сложена грубыми агломератами, прорванными центральным некком сферолитовых, флюидальных липаритов. Датский возраст, возможно, палеогеновый. | Е. В. Быковская *, 1960 г. |
| | | **Вулкан Балюзек** | |
| 20. П-ов Балюзек | Некк | Вертикальное тело (100 м в диаметре) сложено флюидальными липаритами в центре, переходящими к периферии в сферолитовые и пузыристые лавы. Возраст датский, возможно, палеогеновый. | Е. В. Быковская*, 1960 г. |
| | | **Вулкан Крещатик** | |
| 21. Район с. Крещатик | Некк | Крупный полигенный некк обсидианов и липаритов, местами переходящий в покров. Северо-западнее еще один некк тонкофлюидальных дацитов и их кластолав. Склоны сложены игнимбритами, витрофирами, агломератовыми туфами, туффитами. Возраст датский, возможно, палеогеновый. | Е. В. Быковская*, 1960 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Брусиловка** | |
| 22. Район с. Брусиловки | Стратовулкан | По массовому появлению обсидианов и липаритов устанавливается два центра извержения — севернее и южнее с. Брусиловки. Склоны сложены агломератовыми туфами липаритов, лавами, игнимбритами липаритов. Возраст датский, возможно, палеогеновый. | Е. В. Быковская, 1960 г. |
| | | **Вулкан Нерпа** | |
| 23. Южнее бухты Нерпа | Стратовулкан | Несколько обелисков (диаметр 10—30 м) черных обсидианов и витролипаритов с вертикальной флюидальностью. Вмещающие породы — игнимбриты и игнимбриты липаритов. Возраст датский. | Е. В. Быковская *, 1960 г. |
| | | **Вулкан Верхне-Топаузский** | |
| 24. Левобережье р. Топауза в 5 км выше с. Брусиловка | Стратовулкан | Устанавливается по широкому распространению обсидианов, флюидальных и сферолитовых лав и липаритов среди псефитовых туфов липаритов. Возраст датский, возможно, палеогеновый. | Е. В. Быковская, 1960 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Юшангоу** | |
| 25. Правобережье р. Юшангоу | Некк | Крупное (1×2 км) неправильной формы тело массивных риолитовых дацитов, окруженных купольной брекчией. Южнее еще один мелкий некк дацитов, переходящих в обсидианы, и полукольцевая дайка липаритов. Вмещающие породы — пестрые туфы липаритов и игнимбриты. Возраст датский. | В. Ф. Маринин, 1966 г. |
| | | **Вулкан Импань** | |
| 26. Перевал Импаньский, верховья р. Топауза | Стратовулкан | Крупное (2×2 км) тело липаритов, окруженное грубообломочными агломератовыми туфами, переходящими затем в псефитовые и псаммитовые туфы и игнимбриты липаритов. Возраст сенонский. | В. Ф. Маринин, 1966 г. |
| | | **Вулкан Гороховый** | |
| 27. Падь Гороховая, бас. р. Тадуши | Стратовулкан | Несколько штокообразных тел риолитоидных дацитов, витролипаритов и обсидианов. Одно из тел переходит в мощный поток липаритов. Вблизи экструзивных тел преобладают псефитовые и агломератовые туфы липаритов. Возраст датский. | В. Ф. Маринин, 1966 г.<br>Ф. И. Ростовский, 1956 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Зеркальный** | |
| 28. Севернее оз. Зеркальное, устье р. Тадуши | Стратовулкан | Крупное экструзивное тело (1×3 км) витрофировых липаритов, окруженных прижерловыми агломератами. Севернее несколько мелких тел обсидианов и липаритов, переходящих в покровы.<br>Склоны сложены пестрыми туфами липаритов, игнеспумитами и игнимбритами. Возраст датский. | Ф. И. Ростовский, 1965 г. |
| | | **Вулкан Богопольский** | |
| 29. Район с. Богополье | Стратовулкан | Образует слабо выраженную кальдеру размером 10×20 км. В центре кальдеры группа многочисленных сложных по форме полигенных некков и экструзивных куполов, сложенных крупнопорфировыми и витрофировыми липаритами, обсидианами, флюидальными и сферолитовыми липарито-дацитами, массивными риолитоидными дацигами. Некоторые некки, переходят в покровы. Изменение химсостава магмы во времени происходило по линии липарит-дацит. Вблизи экструзий развиты грубообломочные туфы липаритов, вдали — рыхлые псаммитовые туфы и игнимбриты липаритов. У западного обрамления кальдеры крупные экструзивные тела риолитоидных дацитов. Возраст датский. | В. Ф. Маринин, 1965 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Бринера** | |
| 30 Бухта Тетюхэ | Стратовулкан линейного типа | Крупный полигенный некк (16 кв. км), сложен разнообразными дацитами и липаритами — массивными, флюидальными, сферолитовыми, витрофировыми пузыристыми. Склоны вулкана сложены толщей кислой пирокластики мощностью до 2000 м, причем отчетливо выражено концентрическое строение толщи: у некка грубослоистые агломератовые туфы, затем псефитовые туфы, далее псаммитовые слоистые туфы и туффиты и, наконец, игнимбриты липаритов. Западнее главного некка одно крупное экструзивное тело дацитов, переходящее в покров, и четыре мелких, южнее — близповерхностная интрузия гранитов. На север от некка отходит длинное дайкообразное тело флюидальных фельзитов и дацитов длиной до 20 км при ширине до 1 км. Здесь же несколько мелких экструзивных тел. Возраст сенонский. | П. В. Маркевич, 1963 г.; Ф. И. Ростовский, 1965 г. |
| | | **Вулкан Удагоу** | |
| 31. Верховья р. Кенцухе, правобережье | Некки, переходящие в покровы | Несколько крупных штоко- и дайкообразных некков крупнопорфировых липаритов, переходящих в гранофиры. Некоторые некки переходят в покровы липаритов и окружены глыбовой мантией. Вмещающие породы — пестрые туфы, игнимбриты и игнеспумиты липаритов и дацитов. Возраст сенонский. | А. Н. Калягин, 1965 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Туян** | |
| 32. Кл. Туянов и Сиянов, бас. р. Тадуши | Стратовулкан | Крупное неправильной формы тело (3×10 км) крупнопорфировых липаритов, витрофиров и обсидианов окружено крупноглыбовой мантией и агломератовыми туфами, переслаивающимися с игнимбритами и псаммитовыми туфами дацитов и липаритов. Возраст сенонский. | В. Ф. Маринин, 1966 г. |
| | | **Вулкан Сигнальный** | |
| 33. Мыс Сигнальный, севернее пос. Каменки | Стратовулкан | Несколько небольших (20—30 м) некков липаритов и дацитов, переходящих в покровы. Склоны сложены пестрыми грубообломочными туфами дацитов и липаритов, переслаивающимися с лавами дацитов. Кратерная воронка заполнена грубыми туфами с линзой тонкослоистых алевролитовых туффитов озерного происхождения. Вулкан расположен на склоне более крупного, уничтоженного интрузией. Возраст сенонский. | В. И. Рыбалко *, 1962 г. |
| | | **Вулкан Якут** | |
| 34. г. Якут, верховье р. Нежданки | Стратовулкан | Устанавливается предположительно по широкому развитию лав липаритов и обсидианов среди пестрых туфов и игнимбритов липаритов. Центр скрыт под последними лавовыми покровами. Возраст датский | В. А. Сапожников, 1964 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Нежданка** | |
| 35. г. Нежданка, верховье р. Нежданки | Некк | Некк (диаметр 600 м) флюидальных витролипаритов и обсидианов, переходящий в небольшой лавовый поток. Севернее еще один некк обсидианов среди пестрых туфов липаритов. Возраст датский. | В. А. Сапожников, 1964 г. |
| | | **Тананчинский стратовулкан** | |
| 36. Бас. р. Дорожной и Тананча | Стратовулкан | Сильно разрушенная постройка. Четыре этапа в формировании. I этап: накопление толщи туфов липаритовых порфиров, игнимбритов мощностью до 400 м. Центр извержения находился предположительно в верховьях р. Дорожной; II этап: формирование покрова фельзит-порфиров. Центр извержения в районе слияния р. Дорожной с кл. Каменистым. Мощность покрова изменяется от 350 м вблизи центра до 50—60 — в верховьях р. Дорожной; III этап: центр извержения перемещается южнее на 4—5 км. Накопление вблизи центра толщи пестрых туфов липаритов, игнеспумитов, небольшие потоки лав липаритов и обсидианов. В районе предполагаемого центра извержения некк (1×2,5 км), сложенный в центральной части фельзит-порфирами, переходящими к периферии в флюидальные фельзиты и далее в кластолавы. Вблизи него несколько мелких некков, сложенных фельзитами, стеклами или кластолавами фельзитов. Два мелких центра извержения с не- | Б. С. Набродов, 1967 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | большими некками флюидальных и сферолитовых фельзитов в центре расположены севернее главного кратера. По мере удаления от центра извержения состав толщи постепенно становится более однородным, игнимбритовым; на удалении 7—8 км развиты уже исключительно одни игнимбриты и сваренные туфы; IV этап: внедрение по системе радиальных и кольцевых трещин гранит-порфиров и гранофиров, близких к липаритам. Кольцевые разломы возникли вокруг центров извержения. Возраст датский. | |
| | | **Вулкан Барачный** | |
| 37. г. Барачная, верховье р. Тетюхе | Стратовулкан | Кратерная (центральная) кальдера или небольшая вулкано-тектоническая структура (диаметром 8 км) заполнена грубообломочными туфами, сваренными туфами липаритов и слоистыми тонкозернистыми туфогенно-осадочными породами — отложениями кратерного озера.<br>В восточной части кальдеры эти образования прорваны полукольцевой экструзией флюидальных фельзитов. Возраст сенонский. | Ю. Т. Гурулев, 1965 г.<br>В. А. Сапожников, 1964 г. |
| | | **Вулкан Змеиный** | |
| 38. Верховье кл. Змеиный (бас. р. Иман) | Стратовулкан | Несколько невыясненной формы и размеров экструзивных тел сферолитовых и флюидальных липаритов и обсидианов рвут толщи туфов и игнимбритов липаритов. Возраст датский. | Е. Д. Касьян, 1964 г.<br>В. А. Сапожников, 1961 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Русалка** | |
| 39. Междуречье рек Тетюхе — Довгалевка | Стратовулкан | Образует Тетюхинскую вулкано-тектоническую структуру. Внутри структуры кольцевая экструзия флюидальных фельзитов (размеры кольца 5×8 км). Впадина выполнена грубообломочными туфами липаритов, дацитов, реже порфиров. Размер обломков пирокластики уменьшается по удалению от экструзии. Внутри экструзивного кольца в западной части небольшой лавовый поток липаритов, в восточной — близповерхностная интрузия гранитов и гранит-порфиров. Вдали от экструзии и за ее пределами развиты преимущественно игнимбриты и сваренные туфы липаритовых порфиров. Возраст сенонский. | |
| | | **Вулкан Довгалевский** | |
| 40. г. Довгалевская, левобережье р. Горбуши | Некк | Неправильное дайкообразное тело липаритов и фельзит-порфиров длиной 2,7 км, шириной 50—600 м. У контакта липариты переполнены обломками пород фундамента. Породы сильно изменены. Возраст датский. | А. И. Седых, 1960 г. |
| | | **Вулкан Малосинанчинский** | |
| 41. Верховье р. Малая Синанча | Некк | Неправильной формы экструзивное тело флюидальных фельзит-порфиров длиной до 5 км при ширине до 2 км. Залегает среди псефитовых туфов дацитов и липаритов, лав и игнимбритов, дацитов, игнимбритов липаритов. Возраст сенонский. | Ф. И. Ростовский, 1963 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Марганцевый** | |
| 42. г. Марганцевая, в верховьях руч. Прямая Падь | Некк | Сохранились остатки кальдеры размером 3×1,5 км. Восточная часть кальдеры заполнена агглютинатами, агломератами и псефитовыми туфами. Агглютинаты тяготеют к центру кальдеры. Западная часть ее занята выжатым куполом липаритов и фельзитов с вертикальной флюидальностью. Возраст сенонский. | Ф. И. Ростовский *, 1963 г. |
| | | **Вулкан Ахобинский** | |
| 43. Верхнее течение р. Ахобе | Некк (эруптивый апларат, жерло) | В плане жерло имеет коленообразную форму, что связано с его приуроченностью к системам взаимопересекающих трещин С-З и субмеридионального направления. Западная часть жерла сложена темно-серыми лавобрекчиями и кластолавами кварцевых порфиров, постепенно переходящими в мелкообломочную туфобрекчию кварцевых порфиров.<br>В породах жерла отмечается веерообразный наклон флюидальности к центру под углами 30—50°. Восточная часть жерла представлена агглютинатами, лавобрекчиями, туфобрекчиями фельзитов и фельзит-порфиров. Возраст сенонский. | Ф. И. Ростовский *, 1963 г. |



24 Заказ 185

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Прямая Падь** | |
| 44. 5 км севернее г. Прямая Падь | Стратовулкан | Вершина г. Прямая Падь образует овальное (1,5×0,6 км) тело темно-серых липаритов с вертикальной флюидальностью. Склоны горы сложены грубообломочными агломератовыми туфами липаритовых порфиров. Отмечено несколько потоков лав, аналогичных лавам центрального некка. В окрестностях горы развиты ритмично-слоистые псефитовые и псаммитовые сваренные туфы липаритов, на удалении — сваренные игнимбритоподобные туфы того же состава. Основание вулкана неизвестно. Возраст сенонский. | В. И. Рыбалко, 1963 г. |
| | | **Вулкан Рассыпной** | |
| 45. Мыс Рассыпной | Некк | Некк диаметром 1,5 км с вертикальными контактами сложен в центре флюидальными липаритами (невадитами), в периферической части—кластолавами липаритов, состоящими из обломков вмещающих пород (туфов липаритовых порфиров приморской свиты), сцементированных липаритами. Возраст сенонский. | В. И. Рыбалко *, 1963 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Ветродуйский вулкан** | |
| 46. г. Ветродуй в 15 км западнее п. Пластун | Стратовулкан | В центре расположена Ветродуйская экструзия. Вокруг полукольцом агломерато-псефитовые туфы, далее игнимбриты липаритов, сходные по петрохимическому составу с породами экструзии. Двучленное строение толщи игнимбритов (приморская свита) указывает на два этапа вулканизма. Объем выброшенного материала оценивается в 600 куб. км. Возраст сенонский. | В. В. Ветренников *, 1965 |
| | | **Вулкан Кулик** | |
| 47. Район г. Кулик | Стратовулкан | Небольшой (500 м в диаметре) некк флюидальных липаритов, от которого отходит поток черных липаритов. Южнее еще один некк липаритов, окруженных агломератовыми туфами, размер обломков которых уменьшается по удалению от некка. Склоны сложены игнимбритами липаритов. Возраст сенонский. | В. И. Рыбалко *, 1961 г. |

370

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Мечта** | |
| 48. Междуречье рек Базовая, Иртыш (бас. р. Иман) | Стратовулкан | Образует Базовскую вулкано-тектоническую структуру. В основании разреза грубообломочные туфы дацитов и липаритов, выше пестрые туфы липаритов, игнимбриты. В районе жерла много лавовых потоков, сложенных сферолитовыми и флюидальными липаритами. Центральное жерло занято экструзивным куполом липаритов, переходящим в покров (типа гриба). К востоку от главного жерла расположено небольшое второе, выполненное флюидальными липаритами, переходящими гипсометрически ниже в гранитоиды Исаковской интрузии. Возраст сенонский. | В. И. Рыбалко *, 1961 г., Л. Ф. Назаренко, 1963 г. |
| | | **Вулкан Ороченка** | |
| 49. г. Ороченка (бас. р. Иман) | Стратовулкан | Крупный (2×2 км) субвулканический массив санидинских сиенит-порфиров. С юга к нему примыкает большой покров игнимбритов липаритов. В окрестностях широко развиты грубообломочные кислые туфы, вдали преобладают игнимбриты липаритов. Возраст датский (?) | Е. Д. Касьян, 1962 г. |

24*

371

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Тудо-Вака** | |
| 50. Верховье р. Тудо-Вака | Стратовулкан | Устанавливается по широкому развитию липаритов и обсидианов среди игнимбритов липаритов. Вместе с ними отмечаются также грубые туфы кислого состава, шлаки. Вместе с Ороченским вулканом слагают Ороченскую вулкано-тектоническую структуру. Возраст датский. | Е. Д. Касьян, 1962 г. |
| | | **Вулкан Сопи-Гора** | |
| 51. г. Сопи-Гора (бас. р. Иман) | Стратовулкан | Группа невыясненных по форме и размерам экструзивных тел, биотитовых липаритов и обсидианов среди толщи агломератовых туфов, переслаивающихся с игнеспумитами и игнимбритами липаритов; отмечаются шлаки и агглютинаты. Восточнее крупное (0,8×4) км тело санидиновых сиенит-порфиров. Слагает восточную часть Березовской вулкано-тектонической структуры. Возраст датский. | Е. Д. Касьян, 1962<br>Л. Ф. Назаренко, 1963 |
| | | **Вулкан Голый** | |
| 52. В 2 км западнее г. Голая на левом борту р. Туньша | Некк | Округлое тело (1 кв. км) крупнопорфировых липаритов. В окрестностях развиты грубые агломератовые туфы и флюидальные фельзитовые лавы. Возраст сенонский. | В. В. Ветренников, * 1965 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Железняк** | |
| 53. г. Железняк на левом борту р. Белембе вблизи устья. | Некк | Площадь 2 км. С севера и юга ограничена разломами. Вмещающие породы — игнимбриты сенона. Сложена крупнопорфировыми липаритами. | В. В. Ветренников, * 1965 г. |
| | | **Вулкан Шандуйский** | |
| 54. г. Шандуйская, верховья р. Белембе | Стратовулкан | Выделяется предположительно по широкому развитию флюидальных и массивных биотитовых липаритов и грубообломочных туфов. Здесь же наблюдаются отложения кратерных озер — туффиты, туфопесчаники, глины. Возраст сенон-датский, возможно палеоценовый. | В. К. Мостовой, 1965 г. |
| | | **Вулкан Джигда** | |
| 55. Кл. Джигда бас. р. Кхуцин | Стратовулкан | Выделяется предположительно по преобладанию в разрезе кислых лавовых образований. Возраст датский (?). | С. А. Гурьев, 1951 г. |
| | | **Вулкан Чайка** | |
| 56. Верховье р. Биамо | Стратовулкан | Выделяется предположительно по широкому развитию липаритов, фельзитов и дацитов, совместно с грубой пирокластикой. Возраст датский (?), возможно, палеоценовый. | В. Г. Плахотник, 1959 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Чадра** | |
| 57. Верховья р. Тахобе | Стратовулкан | Выделяется предположительно по массовому появлению кислых лав и грубоконцентрическому расположению вулканитов. Возраст датский (?) или палеоценовый. | В. Г. Плахотник, 1959 г. |
| | | **Вулкан Кхуцин** | |
| 58. Низовья р. Кхуцин | Стратовулкан | Невыясненной формы тела флюидальных фельзитов и сферолитовых липаритов среди грубообломочных туфов. Здесь же отложения кратерного озера — туфоаргилиты, туффиты. Возраст датский (?). | В. Г. Плахотник, 1959 г. |
| | | **Вулкан Алюга** | |
| 59. Верховье р. Ахобе | Стратовулкан | Выделяется предположительно по широкому развитию лав липаритов и концентрическому расположению слоев вулканитов. Окружен кольцом гранитоидных интрузий. Возраст датский (?) | А. А. Трепалина, 1955 г. |
| | | **Вулкан Дугло** | |
| 60. Левобережье р. Самарги | Стратовулкан | Выделяется предположительно по массовому появлению кислых лав. Возраст датский (?). | В. Г. Плахотник, 1961 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **АНДЕЗИТОВЫЕ ВУЛКАНЫ И ИХ НЕККИ** | |
| | | **Вулкан Таухинский** | |
| 1. Верховья пади Таухинской | Стратовулкан | Некк размером 350×450 м, сложенный афировыми андезитами и кластолавами порфиритов со слабо выраженной флюидальностью. Вокруг отложения конуса — лавы андезитов, агломератовые туфы, шлаки. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк,* 1969 г. |
| | | **Экструзия г. Фасольной** | |
| 2. г. Фасольная | Экструзия, переходящая в покров | Тело с крутыми контактами диаметром около 600 м сложено агломератовыми кластолавами роговообманковых андезитов. Вокруг мощный покров таких же андезитов. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк,* 1969 г. |
| | | **Вулкан Синанчинский** | |
| 3. Левобережье р. Синанчи | Стратовулкан линейного типа | Полоса крупных экструзивных тел роговообманковых порфиритов сильно удлиненных, в северо-восточном направлении. Вокруг них широко развиты фации конуса — лавы, шлаки, грубообломочные туфы. Породы сильно изменены. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк,* 1969 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Чертов Мост** | |
| 4. Урочище Чертов Мост | Стратовулкан | Тело андезитоидных дацитов с вертикальной флюидальностью, залегающее среди грубообломочных туфов андезитов и игнимбритов дацитового состава. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк.* 1969 г. |
| | | **Вулкан Крестовый** | |
| 5. Падь Крестовая (бас. р. Аввакумовки) | Центральная (кратерная) кальдера | Кальдера диаметром около 6 км, заполненная агломератовыми туфами, агглютинатами андезитов. Внутри несколько небольших экструзивных тел андезитов и андезито-дацитов. Возраст палеоценовый. | В. В. Ветренников*, 1968 г. |
| | | **Вулкан Отрава** | |
| 6. К востоку от устья пади Отрава | Некк | Штокообразное тело (диаметр 300 м) андезитовых дацитов с вертикальной флюидальностью. У контакта наблюдаются пузыристые и стекловатые разности, в центре — массивные. Возраст датский. | Е. В. Быковская,* 1969 г. |
| | | **Вулкан Черная Скала** | |
| 7. Мыс Черная Скала южнее бух. Тетюхе | Стратовулкан | Некк (диаметр 400 м) андезитовых порфиритов залегает среди переслаивающихся порфиритов и псефитовых туфов липаритовых порфиров мощностью 300 м. Вблизи некка наблюдаются жерловые агломератовые туфы. Возраст датский (?) | Е. В. Быковская,* 1969 г.<br>Ф. И. Ростовский,* 1965 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Лудье** | |
| 8. Верховья р. Лудье | Стратовулкан | Крупное дайкообразное тело (0,8×8 км) массивных андезито-базальтов. К югу от него толща (600—800 м) переслаивающихся туфов и лав андезитов и андезито-базальтов. Возраст датский (?) | А. И. Бураго, 1956 г. |
| | | **Вулкан Партизанский** | |
| 9. Водораздел пади Николаевской и р. Красная Речка | Вулкан щитового типа | Некк (2×0,5 км) андезитов, переходящих в диорит-порфириты. Рядом с ним субвулканическая интрузия габброидов. К северу большой покров андезитов и андезито-базальтов с редкими линзами туфов и туффитов, подстилается также туффитами. Мощность до 400 м. У северного окончания покрова еще одно тело габброидов. Возраст датский. | Ю. Т. Гурулев, 1965 г.<br>В. А. Сапожников, 1961 г. |
| | | **Вулкан Феликс** | |
| 10. Верховья р. Мал, Синанча | Экструзия, переходящая в покров | Овальное тело андезитовых порфиритов с пустотами выщелачивания. Контакты крутые, в юго-западном направлении контакт постепенно выполаживается до горизонтального. Экструзия переходит в покров мощностью порядка 100 м. Излиянию андезитов предшествовали выбросы мелкой пирокластики. Возраст датский. | Ф. И. Ростовский, 1963 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Назаренковский вулкан** | |
| 11. Верховье р. Базовая (бас. р. Иман) | Стратовулкан | Покров андезитовых порфиритов с редкими слоями туфов порфиритов. Мощность покрова увеличивается к центру до 1000 м. Здесь же небольшие тела габброидов. Возраст сенонский. | Е. Д. Касьян, 1964 г. |
| | | **Лючихезский вулкан** | |
| 12. г. Лючихеза верховье р. Сицы | Стратовулкан | Устанавливается по широкому развитию лав андезитовых порфиритов. Максимальная мощность лавового покрова в центре его до 800 м. Здесь же два небольших экструзивных тела афировых андезитов. Возраст сенонский. | Е. Д. Касьян,* 1964 г. |
| | | **Вулкан Утесный** | |
| 13. г. Утесная правобережье р. Иодзыхе | Стратовулкан | Устанавливается по максимальной мощности покрова порфиритов (1800 м) постепенно уменьшающейся на юг, восток и запад. Одновременно в этих же направлениях увеличивается относительное количество туфов в разрезе. В центре расположен массив диоритов, возможно являющийся корнем эродированного вулкана. Двучленное строение толщи порфиритов указывает на два этапа вулканизма, причем второй начался сильными эксплозивными извержениями, зафиксированными в виде агломератовых туфов в основании верхней пачки. Расположен на Сибайгоуском разломе. Возраст сенонский | В. В. Ветренников, 1965 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Субвулкан Шапочный** | |
| 14. В береговых обрывах бух. Пластун около бывшего пос. Шапочный | Некк | Состоит из двух некков: западного и восточного. Западный сложен стекловатыми флюидальными андезито-дацитами с вертикальной флюидальностью. Сверху вниз наблюдается переход дацитов в гранодиорит-порфиры с исчезновением флюидальности в том же направлении. Восточный некк сложен флюидальными дацитами. Контакт крутой, четкий. Поперечник западного некка 100 м, восточного — 50 м. Возраст датский. | В. В. Ветренников *, 1965 г. |
| | | **Вулкан Кемский** | |
| 15. Восточнее с. Бол. Кема | Стратовулкан | Выделяется предположительно по грубоконцентрическому расположению слоев вулканитов и широкому развитию андезитовых лав в центре Выполняет Кемскую структуру. Возраст палеоген (?) | С. А. Гурьев, 1951 г. |
| | | **Булкан Яшу** | |
| 16. Кл. Яшу севернее с. Бол. Кема | Стратовулкан | В центре крупная (2×2 км) интрузия диоритов. Вокруг нее периклинально залегающие слои андезитов и их туфов, обычно грубообломочных. Возраст датский или палеогеновый (?) | С. А. Гурьев, 1951 г. |
| | | **Вулкан Кудия** | |
| 17. Река Кудия бас. р. Тахобе | Стратовулкан | Выделяется условно по резкому увеличению в разрезе количества лав андезитов и агломератовых туфов среднего состава. Возраст датский (?). | В. Г. Плахотник, 1959 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Кюма** | |
| 18. Бас. реки Никтатэ | Стратовулкан | Интрузия габбро (2×2 км) расположена среди мощной толщи андезитов и грубообломочных туфов. Возраст датский (?). | А. А. Трепалина, 1955 г. |
| | | **Вулкан Юхе** | |
| 19. Левобережье р. Единка | Стратовулкан | Выделяется предположительно по широкому развитию лав андезитового состава. В центре — интрузия габброидов. Возраст датский (?) | А. А. Трепалина, 1955 г. |
| | | **Вулкан Тохто** | |
| 20. Кл. Тохто бас. р. Самарга | Стратовулкан | Выделяется предварительно по преобладанию в разрезе лав среднего и основного состава. | В. Г. Плахотник, 1961 г. |
| | | **Вулкан Кои** | |
| 21. В 18 км севернее пос. Агзу, междуречье рек Самарги и Кукси | Стратовулкан | Постройка сильно эродирована. В центральной части обнажена экструзия гранитов и гранодиоритов с пологой кровлей. Отмечены апофизы в виде трещинных интрузий, отходящих от основного тела на 5—8 км на запад, восток и север. Апофизы сложены биотитовыми гранитами, биотитовыми кварцевыми порфирами, флюидальными гранит-порфирами, дацитами. По кольцу вокруг интрузии отмечены тела диоритов, переходящих в потоки андезитов. Мощность уцелевших вулканитов 200—300 м, представлены в основном дацитами и реже грубой пирокластикой. Возраст даний или палеоген. | А. В. Олейник,* 1968 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Вуэлли-Кемани** | |
| 22. Правобережье р. Кукси | Стратовулкан | Подковообразная кальдера диаметром 15 км открытая на север. В центре интрузия гранитов. Кольцо вокруг сложено грубообломочной пирокластикой, кластолавами, лавами порфиритов. Возраст датский или палеогеновый. | А. В. Олейник,* 1968 г. |
| | | **СМЕШАННЫЕ ПОЛИГЕННЫЕ ВУЛКАНЫ** | |
| | | **Пфусунский вулкан** | |
| 1. Окрестности п. Пфусун | Стратовулкан | Входит в состав Пфусунской вулкано-тектонической структуры. Сложен вулканитами датского возраста.<br>Первый этап формирования: накопление толщи дацитов, липаритов, андезитов и их туфов (800 м). Лавы резко преобладают в районе жерла (в 10 км юго-западнее п. Пфусун). Кратер вскрыт и под лавовыми покровами, образовавшими громадный купол, и фиксируется сильной магнитной аномалией. К периферии лавы постепенно исчезают из разреза, уступая место пирокластике, размер обломков которой так же уменьшен по мере удаления от жерла. Второй этап: накопление толщи игниспумитов и игнимбритов, переслаивающихся с агломератами (600 м). Центр извержения переместился к С-З на 8 км, на его месте сейчас интрузия гранит-порфиров и гранофиров. Третий этап: накопление толщи грубых туфов дацитов и андезитов, дацитов, | В. И. Рыбалко,* 1967 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | игнимумитов, обсидианов. Центр извержения в море, в районе бухты Тухуеза, где широко развиты красно-бурые агломераты и лавовые потоки витрофиров дацитового состава. Помимо главных центров в пределах вулкано-тектонической структуры имеется много второстепенных — вулканы Камни, Милоградовский, Лиственный, Забава, Тутунга. | |
| | | **Вулкан Камни** | |
| 2. Бухта Камни в 4 км южнее устья р. Ванчин | Побочный конус | Кратерная воронка диаметром 2,0 км выполнена агломератовыми туфами дацитов. В центральной части купол флюидальных дацитов шириной 100 м, в южной — купол массивных дацитов шириной 250 м. Вокруг воронки переслаивание лав дацитов с агломератами при преобладании лав. | В. И. Рыбалко,* 1967 г. |
| | | **Милоградовский вулкан** | |
| 3. Западнее дер. Милоградово в 3—4 км | Шлаковый конус с лавовым потоком | Несколько мелких сильно разрушенных шлаковых конусов и лавовых потоков андезитов небольшой мощности. Южнее два экструзивных купола андезитов размером около 2 кв. км. | В. И. Рыбалко,* 1967 г. |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Лиственный вулкан** | |
| 4. Среднее течение р. Лиственной (бас. р. Пфусун) | Корневая интрузия | Субвулканическая интрузия гранофиров (2×2 км) залегает в центре куполообразно залегающих грубозернистых туфов, агглютинатов, лав дацитового и липаритового состава. Интрузия окружена кольцевой дайкой флюидальных дацитов. | В. И. Рыбалко,* 1967 г. |
| | | **Вулкан Забава** | |
| 5. 5 км севернее дер. Милоградово | Корневая интрузия | Субвулканическая интрузия гранофиров (0,5×1 км). Вокруг остатки покрова игнимумитов. | В. И. Рыбалко,* 1967 г. |
| | | **Вулкан Тутунга** | |
| 6. В 2 км западнее с. Петропавловки | Стратовулкан | Некк диаметром 800 м сложен флюидальными витрофирами и обсидианами. Южный контакт наклонен внутрь тела (северный под аллювием). Вокруг много грубообломочных туфов и лав. Южнее большой покров флюидальных дацитов. | В. И. Рыбалко *, 1967 г. |
| | | **Вулкан Скалистый** | |
| 7. Район мыса Скалистого | Смешанный стратовулкан | Диатрема (100 м), выполненная агломератовыми туфами, прорванными некком андезитовых порфиритов. Затем последовало внедрение липаритовых порфиров. Вокруг переслаивание лав, грубообломочных туфов андезитов и липаритов. К западу небольшой некк черных липаритов. Северней расположен экструзивный купол андезитов. Возраст сенонский. | Н. С. Подгорная,* 1959 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Четырех Скал** | |
| 8. Мыс Четырех Скал (зал. Владимира) | Смешанный стратовулкан | Тело (1 км в диаметре) розовых плагиолипаритов с вертикальной флюидальностью. Контакты крутые, с падением к центру тела. Внедрению плагиолипаритов предшествовало внедрение кварцевых порфиритов, сохранившихся в центральной и северо-восточной частях некка. Липариты интрудированы дайками андезито-базальтов, переходящих в покров. Вмещающие породы — грубообломочные агломератовые туфы, игнимбриты дацитов и липаритов. Здесь же наблюдается грибообразный некк трахиандезита. Возраст палеогеновый (?). | Е. В. Быховская, 1960 г. |
| | | **Вулкан Солонцовый** | |
| 9. г. Солонцовая, водораздел рек Тетюхе — Кривой | Смешанный стратовулкан | Три этапа формирования. Первый этап: накопление толщи крупноглыбовых агломератовых туфов кислого состава (500 м). Центр извержения предположительно в бас. кл. Тигрового. Второй этап: накопление толщи андезитов (800 м). Туфы андезитов развиты вдали от центра извержения, который располагается в районе г. Солонцовой, где имеются агломератовые туфы андезитов и крупная экструзия андезито-базальтов, закупорившая жерло. Третий этап: внедрение экструзий плагиолипаритов и субвулканической интрузии гранофиров. Возраст сенон-даний. | В. А. Баскина,* 1965 г. |





| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Лангоу** | |
| 10. В 6 км южнее пос. Каменка | Смешанный стратовулкан | Несколько небольших сближенных некков равного состава среди грубослоистой толщи кислой пирокластики. Три периода деятельности вулкана: 1) накопление толщи игнимбритов и кислых туфов, внедрение небольших экструзий липаритов; 2) формирование некков и небольших потоков дацитов, накопление шлаков и агломератовых туфов дацитов; 3) образование порфиритовых некков, переходящих в покровы. Возраст сенонский. | В. И. Варавва, 1966 г. |
| | | **Филаретовский вулкан** | |
| 11. В 2 км западнее п. Пластун | Смешанный стратовулкан | Сильно разрушен, сохранился центральный некк. Южнее расположен еще один некк, сложенный флюидальными андезитоидными дацитами. Оба некка занимают центр Пластунской вулкано-тектонической впадины. Прорывают кислые туфы сенона. Асташевский (11) и Якубовский (12) вулканы рассматриваются как побочные. Возраст датский. | В. В. Ветренников, 1965 г. |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Асташевский вулкан** | |
| 12. В 2 км восточней п. Пластун | Стратовулкан | Вблизи жерла агломератовые туфы и агглютинаты дацитов красновато-бурого цвета, по удалении от центра извержения сменяются псаммито-псефитовыми рыхлыми туфами с линзами и пластами туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов. Венчают разрез игнимбриты. Жерло закупорено некком андезитоидных дацитов, переходящих в покров. Возраст датский. | В. В. Ветренников, 1965 г. |
| | | **Якубовский вулкан** | |
| 13. Мыс. Якубовский, южнее п. Пластун | Стратовулкан | На месте жерла некк, сложенный в краевых частях стекловатыми андезитами с единичными обломками тех же андезитов. Количество обломков к центру увеличивается. В центре — воронкообразное тело брекчиевой лавы. Вверху некк переходит в покров андезитов. Севернее в обрывах моря прослеживаются три лавовых потока андезитов и их кластолав. Основание неизвестно. Возраст датский. | В. В. Ветренников, 1965 г. |

386

25*

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Куруминский вулкан** | |
| 14. Басс. р. Курумы | Стратовулкан смешанного состава | Образует Куруминскую вулкано-тектоническую структуру. Два этапа в формировании: 1) накопление толщи игнимбритов и сваренных туфов сенона. Магмовыводящий канал расположен в центре структуры, представляя трещину длиной до 7 км, заполненную экструзией субвулканических гранит-порфиров, переходящих к периферии во флюидальные фельзиты; 2) формирование толщи дацитов мощностью 200 м, которые перекрываются покровом андезитовых лав мощностью 500—600 м. Канал извержения предполагается так же в центральном районе впадины, где расположены два небольших некка (до 1 км$^2$) андезитов. В заключительную стадию произошло выжимание экструзии андезитов по окраинам кальдеры. | В. В. Ветренников, 1965 г. |
| | | **Вулкан Серебряный** | |
| 15. Река Сица у устья кл. Серебряного | Стратовулкан | Образует Серебряную вулкано-тектоническую структуру. Нижние горизонты сложены пирокластами дацитов и андезитов, грубообломочные туфы расположены в центре структуры. Верхние горизонты слагают андезитовые порфиры. В центре структуры массив гранодиорит-порфиров, являющийся эродированным корнем вулкана. Возраст датский. | В. В. Ветренников, 1965 |

387

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Тернейский вулкан** | |
| 16. К северу от п. Терней | Смешанный стратовулкан линейного типа | Образует Тернейскую вулкано-тектоническую структуру. Устанавливается по наличию здесь разнообразных по составу, структуре и текстуре эффузивных и пирокластических пород, многочисленных некков и экструзивных куполов, большому количеству грубой пирокластики. Вулкан многоосевой. Два этапа в формировании: 1) накопление толщи грубой пирокластики дацитового состава, чередующейся с лавами, кластолавами и игнимбритами дацитов и андезито-дацитов мощностью 500—600 м, венчающейся несколькими покровами андезито-дацитов и дацитов мощностью 250 м. Предполагается четыре центра извержения, расположенных по линии С-З простирания; а) Тавайзинская экструзия, сложенная агломератами, агглютинатами, кластолавами и лавами андезитов и дацитов; б) Медвежинская экструзия — флюидальные лавы андезито-дацитов; в) Сахамбинская экструзия андезитов; г) небольшая экструзия андезитов восточнее п. Терней; 2) накопление толщи туфов и липаритов мощностью 600—700 м. Центр извержения, очевидно, скрыт под последним излияниями липаритов в районе г. Столовой. Возраст датский. | В. В. Ветренников, 1965 |



| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | **Вулкан Нанца** | |
| 17. Междуречье рек Кема и Нанца | Смешанный стратовулкан | Слагает Нанцинскую структуру. В центре ее интрузия гранодиоритов и диоритов. Четыре этапа формирования вулкана: 1) накопление толщи порфиритов (600 м); 2) внедрение экструзий кислых лав, накопление толщи кислых туфов (450 м); 3) образование второй пачки средних вулканитов (400 м); 4) отложение кислой пирокластики, внедрение экструзий фельзитов (600 м). Возраст сенон-датский. | А. И. Бурдэ, 1964 г. |

| Место расположения структуры | Название и краткая характеристика структуры | Использованные материалы и год работы |
|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 |

## ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

### Пфусунская структура

| | | |
|---|---|---|
| 1. Низовья рек Ванчин и Пфусун | Структура полигенная. Выполнена образованиями датского комплекса. Фундамент — вулканиты сенонского возраста. Состоит из трех кальдер, последовательно возникших и частично наложенных друг на друга. Образование каждой кальдеры соответствует определенному этапу вулканизма датского времени; каждая из них представляет руины определенного стратовулкана. Кальдеры окружены кольцевыми и близкими к них разломами. Милоградовская кальдера (10×15 км) выполнена дацитами, массивными липарито-дацитами, их туфами и игнимбритами, туфами порфиритов и порфиритами (вулканы Пфусунский, Камни, Милоградовский). Лиственная кальдера (диаметр 15 км) заполнена псаммитовыми туфами дацитов, лавами и игнеспумитами липаритов, агломератами (вулканы Пфусунский, Лиственный, Забава). Тутунгинская кальдера (диаметр 12 км) — флюидальными дацитами, их игнеспумитами, обсидианами, грубообломочными туфами дацитов и андезитов (вулканы Пфусунский, Тутунга). Падение пород в структуре в целом периклинальное, вблизи ограничивающих разломов — центриклинальное. | В. И. Рыбалко, 1967. |



| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|

### Ванчинская структура

| | | |
|---|---|---|
| 2. Верховье р. Ванчин | Структура полигенная. В плане представляет собой неправильный четырехугольник размером 25×25 км. Заполнена осадочными и эффузивно-пирокластическими образованиями сеноман-сенона. Состоит из нескольких частично перекрывающих друг друга кальдер, главные из которых следующие: 1. Фасольная кальдера (10×12 км) выполнена туфогенно-осадочными отложениями турона, средними вулканитами нижнего сенона, залегающими в центре кальдеры. Залегание пород центриклинальное, в центре близкое к горизонтальному. 2. Чифинская кальдера (10×13 км) по строению аналогична Фасольной. 3. Ситангоуская кальдера (диаметр 12 км) выполнена в основном кислыми и умеренно-кислыми вулканитами сенона, средние вулканиты нижнего сенона известны только в северной части кальдеры. Падение слоев на периферии центриклинальное с переходом в центре кальдеры к периклинальному. 4. Кальдера Чин-Чин (диаметр 10 км) выполнена исключительно игнимбритами и туфами липаритов сенонского возраста, залегание близкое к горизонтальному, у разломов — центриклинальное (блюдцеобразная структура). | Ю. П. Бидюк *, 1968 |



### Щербаковская структура

| | | |
|---|---|---|
| 3. Бассейн р. Синанчи (Пфусунской) восточнее п. Щербаковка | Моногенная. Выполнена средними вулканитами и туфогенно-осадочными породами турона. Примыкает с севера к Фасольной кальдере. Представляет вытянутую в северо-восточном направлении грабен-синклиналь, согласно наложенную на складчатый фундамент. Форма корытообразная с крутыми бортами и пологим днищем. Ширина 12 км, длина более 20 км. Руины вулкана Синанчинского. | Ю. П. Бидюк *, 1968 г. |

### Кальдера Челгу (вулкан Челгу)

| | | |
|---|---|---|
| 4. Верхняя р. Челгу, бас. р. Пфусун | Диаметр 5 км, ограничена дуговыми разломами, с севера, запада и юга охвачена полукольцом интрузий гранит-порфиров. Выполнена грубообломочными туфами и игнимбритами липаритов и дацитов и лавами того же состава, образующими многочисленные экструзивные тела. Залегание пород горизонтальное. Возраст сенонский. | Ю. П. Бидюк, 1968 |

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Сандагоуская структура** | |
| 5. Бассейны рек Сандагоу и Эрдагоу (басс. р. Аввакумовки) | Структура полигенная. Размеры 35×25 км. Со всех сторон ограничена дуговыми и прямолинейными разломами. Внутри структуры выделяется три слабовыраженные кальдеры, соответствующие трем центрам извержения; Тенфуровская кальдера диаметром 15 км, Курортная — диаметр 15 км и Эрдагоуская — 10×15 км. Все кальдеры выполнены игнимбритами, туфами и лавами липаритов, липарито-дацитов и дацитов датского возраста. Залегание слоев периклинальное с крутым центриклинальным падением по краю структуры. Лавы распространены преимущественно в центральных частях кальдер, слагая там многочисленные некки и купола-руины стратовулканов. Фундаментом являются кислые туфы сенонского комплекса. | Ю. П. Бидюк *, В. И. Рыбалко, 1965 г. |
| | **Чуматогоуская структура** | |
| 6. Бассейн р. Чуматогоу | Структура моногенная. В плане представляет неправильной формы четырехугольник размером 15×17 км. Ограничена прямолинейными разломами. Выполнена структура кислыми туфами и игнимбритами сенонского комплекса. Залегание пород близко к горизонтальному. | Ю. П. Бидюк *, В. И. Рыбалко, 1965 г. |
| | **Тудагоуская структура** | |
| 7. Правобережье р. Тудагоу (басс. р. Аввакумовки) | Структура моногенная, размеры 8×12 км, удлинена в широтном направлении. Ограничена разломами с запада и с юга. Залегание пород почти горизонтальное или слабонаклонное к югу. У разлома наблюдается обратный наклон. У юго-западного ограничения прослеживается полукольцо интрузий гранит-порфиров, окружающих вулкан Семейный. Выполнена пестрыми туфами, игнимбритами, игниспумитами и лавами липаритов датского комплекса. | М. А. Смирнов, 1961 г. |
| | **Михайловская структура** | |
| 8. Среднее течение р. Аввакумовки | Примыкает с востока к Тудагоуской и с севера к Сандагоуской структурам. Размеры 20×20 км. Ограничена разломами кольцевого типа с небольшой амплитудой перемещения, выполнена игнимбритами и туфами дания. Ближе к северному краю — кальдера вулкана Крестового. | Ю. П. Бидюк, 1965 г. В. В. Ветренников, 1968 г. |



| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Ольгинская структура** | |
| 9. Приустьевая часть р. Аввакумовки | Структура полигенная. Размеры 20×30 км. Ограничена дуговыми и прямолинейными разломами. Первый этап формирования: накопление мощной толщи кислой пирокластики сенона и образование вулкано-тектонической структуры меньших размеров, порядка 10—13 км в диаметре. В центре сохранились остатки Ольгинского вулкана. Второй этап: возникновение новых вулканов вдоль северного ограничения структуры, накопление умеренно кислых и средних вулканитов дания. Возникновение серии кальдер, наложенных на первоначальную впадину, и образование, таким образом, структуры в современном виде. Наиболее крупные вулканы датского времени, образовавшие дополнительные кальдеры, следующие: Шамуниха, Кабаний, Поддеваловка, Скалистый. | Н. С. Подгорная, 1959 |
| | **Верхне-Фудзинская структура** | |
| 10. Верховье р. Фудзин | Вытянута в субширотном направлении, размеры 18×35 км. С запада, севера и востока ограничена разрывными нарушениями, южная граница точно не установлена. Внутренняя структура блюдцеобразная. Выполнена кислыми сваренными туфами сенонского возраста. В восточной части развиты туфы и лавы дацитов дания — Верхне-Фудзинский вулкан. | О. Ф. Адамовский *, 1968 г. А. И. Бураго, 1968 г. |
| | **Сигуевская структура** | |
| 11. Верховья р. Юшангоу | Структура полигенная. Вытянута в северо-восточном направлении, размеры 9×20 км, ограничена дуговыми и прямолинейными разломами. Внутренняя структура блюдцеобразная. Крупной Сигуевской интрузией гранитов разделена на две части: южную — меньшую и большую — северную. Выполнена средними вулканитами и осадочными породами турона и кислыми пирокластами сенонского и датского возраста, занимающими центральные части впадины. В северной части — руины вулканов Имиань и Юшангоу. | О. Ф. Адамовский, А. И. Бураго, 1968 г. |

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Арзамазовская структура** | |
| 12. Приустьевые части рек Судновой, Менной и Вымойной | Структура моногенная. Размер 10 км в диаметре. Ограничена кольцевым разломом, по которому была опущена постройка вулкана Судно, руины которого наблюдаются в центре структуры. Выполняют ее кислые и умеренно кислые вулканиты датского возраста. Залегание слоев близкое к горизонтальному, по периферии круто наклонено внутрь кальдеры. | Н. С. Подгорная, 1959 г. |
| | **Холувайская структура** | |
| 13. Низовья рек Холувай и Топауза | Вытянута в широтном направлении (8×25 км), примыкает с северо-востока к Арзамазовской, образуя вместе с ней широкую дугу. Выполнена вулканитами дания. Наложена на кислые туфы сенона. В западной части руины вулкана Менного, в восточной части вулкана Крещатик и Топауза. Возможно разделить на две структуры. | Р. И. Соколов, 1960 г.<br>Е. В. Быковская, 1960 г. |
| | **Брусиловская структура** | |
| 14. Бассейн р. Топаузы | Выделяется предположительно. Диаметр около 13 км, точные границы и характер ограничения неизвестны. Выполнена кислыми вулканитами датского возраста. В центре — руины вулкана Брусиловка. | Е. В. Быковская, 1960 г. |
| | **Нерпинская структура** | |
| 15. Район мыса Южный | Выделяется предположительно. Поперечник около 15 км, границы и характер ограничения точно не установлены. Выполнена кислыми пирокластами сенона и игнимбритами дания. В центре вулкан Нерпа. | Е. В. Быковская, 1960 г. |
| | **Богопольская структура** | |
| 16. Бассейн р. Тадуши, между селами Устиновка и Богополье | Структура полигенная. Размеры 10×25 км, вытянута в широтном направлении. Первый этап: формирование небольшой кальдеры ступенчатого типа с Богопольским вулканом в центре, накопление толщи липаритов, дацитов и их туфов. Второй этап: образование наложенной широтной депрессии, заполненной вулканогенно-осадочными отложениями палеогена — базальты, кислые туфы, аргиллиты, песчаники, конгломераты с прослоями углей. | В. Ф. Маринин, 1966 г.<br>Ф. И. Ростовский, 1965 г. |

394

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Монастырская структура** | |
| 17. Бассейн р. Монастырки | Вытянута в северо-восточном направлении, с севера и запада ограничена разломами дугового типа, с востока — морем, южная граница неизвестна. Выполнена туфами и игнимбритами сенона. Асимметрично в северной части расположены руины вулкана Бринера. Структура представляет опущенный юго-западный сектор вулканической постройки. | Ф. И. Ростовский, 1965 г. |
| | **Кисинская структура** | |
| 18. Кисинские горы | Форма неправильная, ограничена прямолинейными разломами, размеры 35×20 км, внутренняя структура блюдцеобразная. Заполнена кислыми пирокластами сеноманского возраста (приморской свиты). У северного окончания руины Солонцового вулкана сложены средними и кислыми вулканитами сенона-дания. Северная часть, возможно, является самостоятельной структурой. | В. А. Сапожников, 1961 г.<br>П. В. Маркевич, 1963 г. |
| | **Кенцухинская структура** | |
| 19. Среднее течение р. Кенцухе | Неправильной формы прямоугольник размером 10×15 км. Ограничена прямолинейными разломами. Примыкает с юга к Якутинской структуре, продолжая ее. Выполнена кислыми и умеренно кислыми вулканитами сенона — продуктами вулкана Туян. | А. Н. Калягин, 1966 г. |
| | **Якутинская структура** | |
| 20. Верховья рек Тетюхе, Тананча | Полигенная, сильно вытянутая в северо-западном направлении структура размером 20×50 км, ограничена прямолинейными и дуговыми разломами. Выполнена кислыми дацитовыми туфами и игнимбритами сенона (первый этап формирования) — продуктами извержения вулкана Удагоу. Дорожного и др. лавами и пестрыми туфами липаритов дания (второй этап) — продуктами вулканов Дорожный, Якут, Нежданка и др. Внутреннее строение блюдцеобразное. | А. Н. Калягин, 1966 г.<br>Б. С. Набродов, 1967 г.<br>В. А. Сапожников, 1964 г. |

395

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Березовская структура** | |
| 21. Верховье р. Иман | Вытянутая в широтном направлении структура (55×13 км) ограничена прямолинейными разломами. На западе соединяется с Якутинской структурой, образуя вместе с ней гигантскую подкову. Как и Якутинская выполнена вулканогенными образованиями сенона и в основном дания. Внутреннее строение блюдцеобразное. В восточой части реликты вулкана Сопи-Гора. | Е. Д. Касьян, 1964 г. |
| | **Кальдера Барачная** | |
| 22. Левобережье р. Тетюхе | Диаметр 8 км, окружена кольцевым разломом. Выполнена вулканогенно-осадочными, пирокластическими и лавовыми образованиями сенонского возраста — продуктами вулкана Барачного. Внутренняя структура блюдцеобразная. | Ю. Т. Гурулев, 1965 г.<br>В. А. Сапожников, 1961 г. |
| | **Перевальная структура** | |
| 23. Верховье р. Горбуши | Размеры 13×12 км, ограничена дуговыми разломами. Представляет собой кальдеру вулкана Змеиного, заполненную кислыми вулканитами дания. Наложена на вулканогенные образования сенона. Внутренняя структуры блюдцеобразная. | В. А. Сапожников, 1961 |
| | **Тетюхинская структура** | |
| 24. Междуречье рек Тетюхе и Ахобе | Моногенная структура, ограничена дуговыми разломами, размеры до 15 км в поперечнике. Внутри имеется кольцевая экструзия фельзит-порфиров. Выполнена кислыми и умеренно кислыми вулканитами сенона. Представляет руины вулкана Русалка. Залегание слоев центриклинальное у края структуры и периклинальное — на большей ее части. | В. И. Варавва, 1966 г. |
| | **Ахобинская структура** | |
| 25. Левобережье р. Ахобе и верховья р. Мал. Синанчи | Границы неясные. Представляет собой мульду размером 30×20 км. Падение слоев очень пологое к центру впадины, с почти горизонтальным залеганием в центре. Заполнена андезитами и их туфами нижнего сенона, кислыми игнимбритами и туфами сенона, в центре находится лавовый покров андезитов дания. | Ф. И. Ростовский, 1963 г,<br>П. В. Маркевич, 1962 г. |



| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Ороченская структура** | |
| 26. Верховья рек Ороченка и Тудо-Вака | Вытянута в широтном направлении структура (20×35 км) ограничена круговым разломом. Выполнена кислыми лавами, игнимбритами и туфами дания или палеогена — продуктами вулканов Вака и Ороченка. Внутреннее строение блюдцеобразное. | Е. Д. Касьян, 1964 |
| | **Базовская структура** | |
| 27. Междуречье рек Базовая — Иртыш (бас. р. Иман) | Диаметр 20 км. Окружена круговым разломом, внутренняя структура блюдцеобразная. Выполнена кислыми и умеренно кислыми туфами, игнимбритами и лавами — продуктами вулкана Мечта. | В. И. Рыбалко *, 1961 г.<br>Л. Ф. Назаренко, 1963 г. |
| | **Синанчинская структура** | |
| 28. Бас. р. Бол. Синанча и верховья р. Базовая | Вытянута в широтном направлении, окружена дуговыми разломами Размеры 35×20 км. Структура полигенная. Выполнена средними вулканитами нижнего сенона (Назаренковский вулкан) — первый этап формирования и кислыми туфами и игнимбритами сенона (вулкан Кулик) — второй этап. Внутреннее строение блюдцеобразное. | Е. Д. Касьян, 1959, 1963 гг.<br>В. И. Рыбалко, 1961 г. |
| | **Пластунская структура** | |
| 29. Район пос. Пластун | Структура полигенная. Размеры более 35 км в поперечнике. Окружена кольцевым разломом. Первый этап: формирование щитового вулкана Утесный, накопление средних вулканитов нижнего сенона. Второй этап: накопление игнимбритов кислого состава (вулканы Ветродуй, Рассыпной, Егорова) и образование структуры в современных размерах. Третий этап: накопление умеренно кислых и средних вулканитов дания и образование внутри структуры наложенной более мелкой кальдеры вулканов Филаретовского, Асташевского, Якубовского. Залегание пород периклинальное, по краю структуры — центриклинальное. | В. В. Ветренников, 1965 |

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Куруминская структура** | |
| 30. Бассейны рек Курумы и Иванчи (приток р. Иодзыхе) | Структура полигенная. Размер 25 км в поперечнике. Окружена кольцевым разломом. В строении принимают участие игнимбриты и туфы липаритов сенона и средние вулканиты дания, слагающие центральную часть впадины. В центре — руины Куруминского вулкана. Внутреннее строение блюдцеобразное. | В. В. Ветренников, 1965 г. |
| | **Тернейская структура** | |
| 31. Севернее пос. Терней | Структура полигенная. Размер 35 км в поперечнике, наполовину смыта морем. Ограничена системой дуговых разломов. Выполнена средними и умеренно кислыми вулканитами дания — продуктами Тернейского вулкана. Внутреннее строение блюдцеобразное. | В. В. Ветренников, 1965 г. |
| | **Серебряная структура** | |
| 32. Река Сица у устья кл. Серебряного | Структура размером 9×10 км ограничена дуговыми разломами. С юга оборвана гранитной интрузией. Сложена средними вулканитами дания — продуктами вулкана Серебряный. Внутреннее строение блюдцеобразное. | В. В. Ветренников, 1965 г. |
| | **Лючихезская структура** | |
| 33. Хр. Сихотэ-Алинь в верх. р. Сицы | Выделяется предположительно. Размеры 25×40 км. Ограничена дуговыми разломами. Выполнена средними и кислыми вулканитами сенона и дания. В южной части вулкан Лючихеза. Возможно наличие кислого вулкана в северной части. | В. К. Мостовой, 1965 г. |
| | **Шандуйская структура** | |
| 34. Верховья р. Туньша и правобережье р. Белембе | Полигенная структура размером 30×25 км ограничена с северо-запада прямолинейным разломом и дуговыми с других сторон. Выполнена вулканитами сенона и дания. Внутренняя структура блюдцеобразная. Включает руины вулканов Голого, Шандуйского и, по-видимому, других. | В. К. Мостовой, 1965 г. |



| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Кемская структура** | |
| 35. Район села Вел. Кема | Моногенная структура размером 8×10 км, выполненная продуктами извержения Кемского вулкана. Залегание слоев вулканитов пологое в центре и центриклинальное — у периферии. Ограничена дуговым разломом. На севере и юге перекрыта покровами неогеновых базальтов. | С. А. Гурьев, 1951 г. |
| | **Нанцинская структура** | |
| 36. Междуречье рек Кемы и Нанцы | Размеры 25×35 км. Ограничена разломами только с двух сторон: с севера и запада. Выполнена кислыми и средними вулканитами сенона и дания. Внутреннее строение блюдцеобразное. Содержит руины вулкана Нанца. | А. И. Бурдэ*, 1964 г. |
| | **Бейцинская структура** | |
| 37. Верховья р. Бейца | Вытянутая в северном направлении структура размером 25×40 км ограничена с севера, востока и юга дуговыми разломами, с запада — прямолинейными. Внутренняя структура блюдцеобразная. Вдоль восточного обрамления много экструзивных тел. Центр извержения не установлен, можно предполагать в центре структуры. | В. К. Мостовой, 1965 г. |
| | **Найнинская структура** | |
| 38. Бассейны кл. Найна и Колумбе | Выделяется предположительно по концентрическому расположению слоев вулканитов. Внутренняя структура, очевидно, блюдцеобразная. Выполнена кислыми пирокластами сенона (центр извержения неизвестен) и средними вулканитами дания — продуктами вулкана Яшу. Размер до 20 км в диаметре. | С. А. Гурьев, 1951 г. |
| | **Кхуцинская структура** | |
| 39. Бассейн р. Кхуцин | Выделяется предположительно. Размеры до 35 км в диаметре. Очевидно, состоит из более мелких кальдер. Выполнена средними и кислыми вулканитами дания и палеогена — продуктами вулканов Джигда. Кхуцин, Кудия и, по-видимому, некоторых других. На большей части перекрыта покровом молодых базальтов. Внутренняя структура неизвестна. | В. Г. Плахотник, 1959 г.<br>С. А. Гурьев, 1951 г. |

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| | **Кюмская структура** | |
| 40. Бассейн р. Нахтахэ | Выделяется предположительно. Размеры 20×30 км. Характер ограничения неизвестен. Внутренняя структура, очевидно, блюдцеобразная. Окружена кольцом гранитоидных интрузий. Выполнена средними вулканитами дания — продуктами вулкана Кюма и, возможно, других. | А. А. Трепалина, 1955 |
| | **Единкинская структура** | |
| 41. Левобережье р. Единка | Выделяется предположительно. Размеры 28×35 км. Характер ограничения и внутренняя структура неизвестны. Окружена кольцом гранитоидных интрузий. Выполнена кислыми и средними вулканитами дания (?) — продуктами вулканов Алюга и Юхе и, возможно, других. | А. А. Трепалина, 1955 г. |
| | **Структура Кои** | |
| 42. В 18 км севернее пос. Агзу | Размеры 20×25 км. Выполнена средними вулканитами дания (?), в центре гранитоидная интрузия. Характер ограничения не выяснен, внутренняя структура, очевидно, блюдцеобразная. Представляет собой руины вулкана Кои. | А. В. Олейник, 1968 |
| | **Кеманская структура** | |
| 43. Правобережье р. Кукси | Диаметр порядка 15 км. Центральная часть занята интрузией гранитов, окруженной кольцом средних вулканитов дания — продуктами вулкана Вуэлля-Кемани. Характер ограничения и внутренняя структура не выяснены. | А. В. Олейник, 1968 г. |

## Глава XIII

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ОРУДЕНЕНИЕ

В целях проводимого нами исследования представляется интересным привести общую характеристику вулканических и поствулканических образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и связанного с ними оруденения. Более детально вопросы петрографии и петрохимии вулканитов и комагматических интрузивных пород, а также их металлогения рассмотрены в работах М. А. Фаворской, Ф. К. Шипулина В. А. Баскиной, Е. В. Быковской, Е. А. Радкевич и многих других исследователей, а для других частей Восточно-Азиатского пояса — в работах Е. К. Устиева, И. М. Сперанской, В. Ф. Белого, М. Л. Гельмана и других.

## ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В соответствии с уже принятым для Южной Джунгарии порядком изложения рассматриваются эффузивно-пирокластические породы кислого и основного состава, экструзивные породы кислого и основного состава и субвулканические породы кислого и основного состава.

### КИСЛЫЕ ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Кислые эффузивно-пирокластические породы играют исключительно важную роль в строении верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных толщ. Впервые эти породы описаны в составе приморской свиты Г. П. Воларовичем (1930) под названием «ольгинских кварцевых порфиров». Позже в результате детальных петрографических исследований была доказана эффузивно-пирокластическая природа этих образований. Они были описаны как туфолавы (Фаворская, 1958), сваренные туфы (Баскина, 1963) или игнимбриты (Быковская, Ротман, 1961). В настоящее время в результате детальных тематических и других исследований приморских геологов (В. В. Ветренников, В. И. Рыбалко, Б. А. Соколов, Г. М. Фремд и другие) доказана принадлежность кислых пирокластических пород к игнимбритам и описаны их многочисленные разновидности.

#### Игнимбриты

Поскольку детальные петрографические описания игнимбритов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса в настоящее время почти отсутствуют, приведем более подробную характеристику этих пород по сравнению с другими породами этого региона.

Среди эффузивно-пирокластических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса игнимбриты пользуются весьма широким

распространением. Однако в течение продолжительного времени этой важной группе пород не уделялось должного внимания. Большинством исследователей игнимбриты относились к эффузивным породам — кварцевым порфирам или липаритам. Прочно такое определение закрепилось за игнимбритами сенонского вулкано-плутонического комплекса (приморская свита), описанными еще Воларовичем (1930) под названием «ольгинских кварцевых порфиров».

Начиная с 60-х годов внимание к пирокластическим породам заметно возросло и игнимбриты стали выделяться в составе различных вулканогенных образований. Однако детальные и тем более сводные описания этих пород встречаются редко. Точно также остается неразработанной их классификация.

Первые попытки в этом отношении, помимо уже отмеченных работ, принадлежали В. В. Ветренникову (1963 год и более поздние работы). Так, на севере рассматриваемого региона в районе Пластунской вулкано-тектонической депрессии он выделил и детально описал 4 морфологических типа игнимбритов— пластунский, малосинанчинский, простариковский и черемховский. В бассейне р. Аввакумовки этот автор описал малосиировский и тенфуровский типы. В качестве классификационных признаков были приняты минеральный состав, степень свариваемости, размер и форма фьямме и т. д.

Летом 1967 года в процессе рекогносцировочных маршрутов в пределах Ольга-Тетюхинского района автором были отобраны образцы вулканогенных пород сенонского и датского вулкано-плутонических комплексов, в числе которых оказались разнообразные представители игнимбритовой группы. Коллекции игнимбритов и некоторых других эффузивно-пирокластических пород подверглась детальному изучению. Некоторые результаты этой работы приводятся ниже.

В качестве основного классификационного признака при разделении игнимбритов была принята степень их свариваемости. На этой основе представлялось возможным разделить все игнимбриты на 2 типа: сильно сваренные игнимбриты почти без признаков пепловых частичек и игнимбриты с меньшей степенью свариваемости с пепловой, иногда псевдофлюидальной структурой основной массы. Кроме того, был принят во внимание минеральный состав, характер фьямме и пр.

### Сильно сваренные игнимбриты с микрофельзитовой структурой основной массы

Этот тип игнимбритов широко встречается в составе сенонского и датского вулканогенных комплексов. В штуфе игнимбриты данной группы массивные, темно-фиолетовые или серые, с неровным изломом. Основная масса — афанитовая. Фьямме из черного или темно-зеленого стекла достигают в длину 20—40 мм. Обломочный материал составляет 40—50% от общего объема породы и представлен обломками кристаллов кварца, полевых шпатов, биотита и эффузивно-пирокластических пород. Размеры обломков кристаллов варьируют от 0,5 мм до 5 мм, а обломков пород — до 20 мм.

Под микроскопом в игнимбритах данного типа основная цементирующая масса характеризуется микрофельзитовой структурой и спорадически развитой сферолитовой структурой. На отдельных участках шлифа сваривание было настолько интенсивным, что образовались участки стекла с перлитовой текстурой. Фьямме из стекла грязно-бурого цвета с флюидальной текстурой, подчеркиваемой тонкими полосками магнетитовой пыли.

В зависимости от преобладающего состава обломков развиваются кварцевые, полевошпатовые и биотитсодержащие игнимбриты.

Кварцевые игнимбриты. Породы, отнесенные к данной группе, были изучены в толщах приморской и сияновской свит в Ольгинском и Тетюхинском районах.

Макроскопически кварцевые игнимбриты отличаются от других разновидностей игнимбритов присутствием среди обломков зерен темного кварца размером от 0,5 мм до 3 мм в количестве, явно преобладающим над всеми остальными минералами.

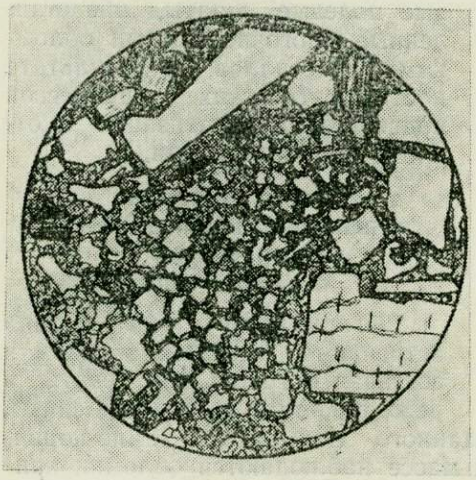


**Рис. XIII—1. Сильно сваренный липаритовый игнимбрит с фельзитовой структурой основной массы.** Приморская свита. Ув. 22, при одном николе.

Под микроскопом порода имеет отчетливую псевдофлюидальную текстуру. Основная масса состоит из раскристаллизованных спекшихся частичек, изредка сохраняющих свои реликтовые рогульчатые формы. При одном николе основная масса породы полупрозрачна, грязно-бурого цвета. Ее флюидальная текстура подчеркивается тонкими выделениями магнетитовой пыли, особенно заметной вблизи обломков, огибаемых стеклом (рис. XIII—1).

Среди обломков, составляющих до 40% от общего объема породы, на кварц приходится 60—70%, полевой шпат — 30—20% и на обломки эффузивных пород — 5—10%.

Размеры обломков кварца меняются от 0,1 мм до 5 мм. Крупные зерна кварца, обтекаемые основной флюидальной массой, изометрические по форме, часто с оплавленными бухтообразно изрезанными краями. Кроме кварца в игнимбритах встречаются обломки полевых шпатов (калиевые полевые шпаты, пертиты, антипертиты, плагиоклазы). По размерам они заметно уступают кварцу. Встречаются обломки эффузивов и туфов кислого состава. Размер обломков 5—6 мм.

Полевошпатовые игнимбриты. Полевошпатовые игнимбриты широко представлены в составе приморской, сияновской и богопольской свит. По сравнению с кварцевыми игнимбритами они пользуются гораздо большим распространением.

В обнажениях полевошпатовые игнимбриты отличаются массивным сложением, светло-серым или светло-коричневым цветом, угловатым изломом. Фьямме имеют субпараллельное расположение и более темную чем основная масса окраску.

Среди обломков главную роль играют полевые шпаты — до 70% всего обломочного материала, 20—30% составляют обломки кварца. Полевые шпаты на 60—70% представлены ортоклазом и на 10—20% — плагиоклазом (олигоклазом и андезином). Основная масса имеет псевдофлюидальную текстуру и микрофельзитовую, иногда сферолитовую структуру.

Биотитсодержащие игнимбриты. Игнимбриты данного подтипа встречаются главным образом в составе приморской и сияновской свит.

Основная масса игнимбрита обладает псевдофлюидальной текстурой и микрофельзитовой структурой. Иногда заметны реликтовые пепловые частички. Общее количество обломочного материала такое же, как и в других подтипах с небольшим преобладанием полевых шпатов над кварцем (рис. XIII—2).

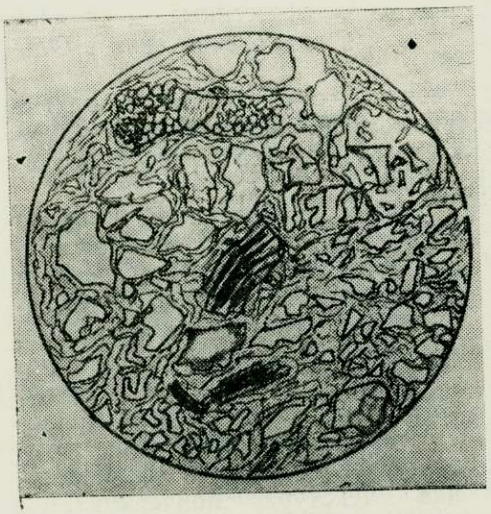


**Рис. XIII—2. Липаритовый игнимбрит с чешуйками биотита.** Основная масса сильно сварена. Сияновская свита. Ув. 22, при одном николе

Чешуйки биотита в количестве 3—5% отличаются растрепанными краями. Отдельные листочки слюды изогнуты. Расположение чешуек субпараллельное, ориентировка совпадает с общей флюидальностью. Калиевые полевые шпаты, представленные многочисленными обломками кристаллов, в результате постмагматических процессов подвергались пелитизации и отчасти карбонатизации.

### Слабо сваренные игнимбриты с пепловой структурой основной массы

Игнимбриты этого типа встречаются главным образом в составе богопольской свиты и реже в составе сияновской свиты.

Макроскопически игнимбриты данного типа имеют темно-коричневый цвет. В основной афанитовой массе наблюдаются обломки кристаллов и горных пород.

Под микроскопом в основной микроскопической массе наблюдается псевдофлюидальная текстура, обусловленная субпараллельной ориентировкой пепловых частиц. Пепловые частицы при этом не утратили своих первоначальных форм: серповидных, гантелевидных, треугольных с вогнутыми гранями и др. (рис. XIII—3 и XIII—4).

Обломки представлены кристаллами кварца, полевых шпатов, вулканическим стеклом, биотитом и литоидными породами. Объем обломочного материала достигает 40—60%. Обломки вулканического стекла, встречающиеся в отдельных шлифах описываемого типа, достигают 2—3 мм, часто имеют перлитовую отдельность с трещинками, заполненным халцедоном, реже серицитом.

Среди игнимбритов этого типа также встречаются кварцевые, полевошпатовые и биотитовые разности, которые отличаются лишь по присутствию обломков тех или других минералов.

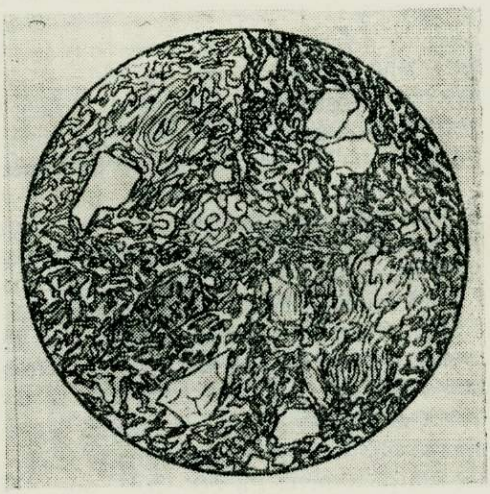


**Рис. XIII—3. Липарито-дацитовый игнимбрит с пепловой структурой основной массы.** Обломки зерен кварца обтекаются пепловыми частичками. Приморская свита. Ув. 22, при одном николе

### Игниспумиты

Игниспумиты также широко встречаются в составе верхнемеловых и палеогеновых образований. Многие их разновидности описаны М. А. Фаворской (1956). Изученные нами игниспумиты относятся к приморской и сияновской свитам.

Макроскопически игниспумиты представляют светло-серые породы

литоидного облика с массивной текстурой. Среди основной цементирующей массы отчетливо выделяются остроугольные обломки.

Основная масса — серая или коричневая, заключает обломки, количество которых варьирует от 20—30% до 70%. Форма обломков обычно линзовидная в вертикальном сечении и плоская — в горизонтальном. Обломки хорошо выделяются в цементирующей массе, благодаря своему более темному цвету и субпараллельной ориентировке. Кроме обломков горных пород, в цементирующей массе в небольшом объеме (10—20%) присутствуют зерна кварца, полевых шпатов, в значительном количестве мелкие листочки биотита (рис. XIII—5).

Под микроскопом основная стекловатая масса имеет темно-коричневый цвет, изотропна. Раскристаллизация проявлена слабо. Местами наблюдается фельзитовая структура со слабыми следами течения и еще реже микросферолитовая структура.

В составе обломков главная роль принадлежит стеклу. Обломки кристаллов полевых шпатов составляют 5—10% объема породы, размеры их колеблются от 0,1 до 1 мм, причем зерна размером более 0,5 мм, как правило, раздроблены, а более мелкие иногда образуют линейно-вытянутые цепочки.

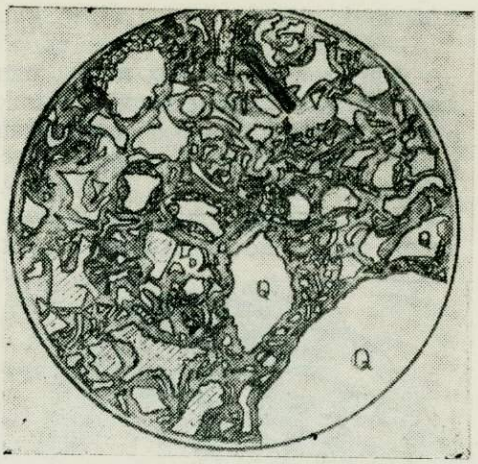


**Рис. XIII—4. Слабо сваренный липаритовый игнимбрит с пепловой структурой основной массы.** Приморская свита. Ув. 22, при одном николе

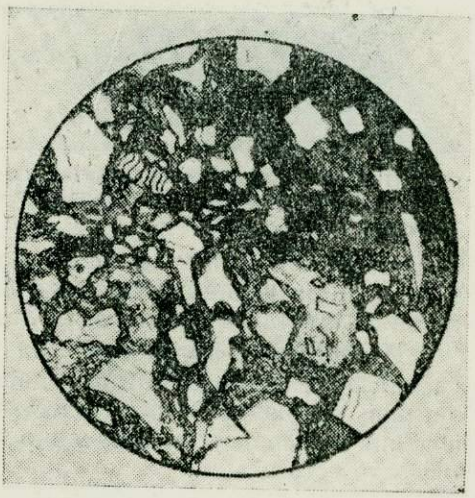


**Рис. XIII — 5. Липаритовый игниспумит.** Приморская свита. Ув. 22, при одном николе

Во всех образцах в незначительном количестве присутствуют обломки фельзитов (размер до 6 мм) с хорошо выраженной фельзитовой структурой. Зерна кварца, количество которых немного превышает количество всех остальных обломков, имеют бухтообразноизрезанные контуры. Полевые шпаты (ортоклаз, олигоклаз-андезин) оплавлены в меньшей мере. Плагиоклазы слабо соссюритизированы. Чешуйки биотита часто деформированы.

## СРЕДНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

К этой группе относятся андезиты и андезито-базальты, а также их туфы, встречающиеся, главным образом, в покровах либо участвующие в строении стратовулканов. Наибольшим распространением эти породы пользуются в составе синанчинской и, главным образом, сияновской свит.

## Андезиты

Среди андезитовых пород различаются плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разности. Плагиоклазовые андезиты представляют собой зеленовато-серые плотные породы с мелко или микрозернистой афанитовой основной массой и хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклазов.

Под микроскопом порода состоит из основной массы с гиалопилитовой или пилотакситовой структурой и вкрапленников плагиоклаза, количество которых составляет от 10 до 30% (рис. XIII—6). Стекло основной массы бурое или зеленовато-бурое, часто непрозрачное. Микролиты плагиоклазов отличаются продолговатой формой с размерами лейст порядка 10—30 микрон. Иногда встречаются короткостолбчатые микролиты с длиной от 20 до 40 микрон и толщиною до 10—15 микрон. В составе основной массы много мелких изометрических зерен пироксена размером 3—10 микрон. Значительная часть зерен пироксена хлоритизирована и поэтому часто не выделяется среди хлоритизированного стекла и рудной пыли, составляющих основную массу породы. Отдельные уцелевшие от хлоритизации зерна имеют сравнительно невысокую интерференционную окраску порядка 0,02° и угол погасания 35—42°, что позволяет отнести их к авгиту.

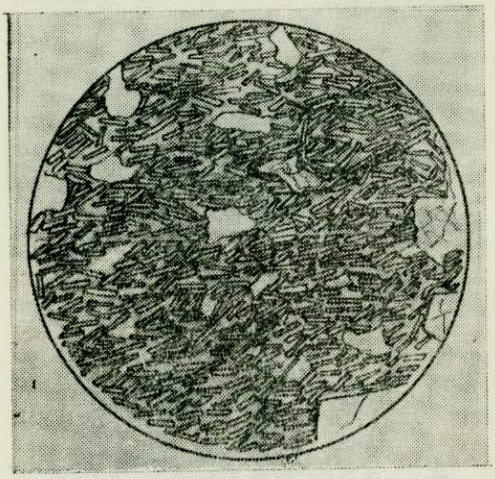


**Рис. XIII—6. Плагиоклазовый андезит.** Сияновская свита. Ув. 22, при одном николе

Порфировые выделения, как уже отмечалось, представлены плагиоклазами, размеры которых достигают 3—5 мм. В плагиоклазах отчетливо наблюдается полисинтетическое двойниковое строение. На основании замеров угла погасания плагиоклазы относятся к 50—55 номеру, то есть отличается по сравнению с микролитами несколько большей основностью. В андезитах часто наблюдаются небольшие (3—5 мм) газовые пустоты продолговатой или округлой формы. Часто пустоты выполнены хлоритовым веществом либо кальцитом. Наряду со свежими разностями плагиоклазовых андезитов встречаются и пропилитизированные разности.

Плагиоклаз-пироксеновые разности андезитов встречаются преимущественно в составе синанчинской и сияновской свит. Все эти породы характеризуются микропойкилитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклазов или пироксенов, составляющих до 30% объема породы. Среди вкрапленников более половины приходится на плагиоклазы, относящиеся к андезинам или олигоклазам. Размеры вкрапленников достигают 3—5 мм. Под микроскопом хорошо наблюдается полисинтетическая штриховка. Вкрапленники плагиоклазов значительно разрушены, соссюритизированы, иногда замещаются хлоритом. Вкрапленники пироксена представлены как авгитом, так и гиперстеном, находящимися, примерно, в равных соотношениях. Второстепенную роль играют вкрапленники амфибола. Их количество не превышает 5%. Также присутствуют вкрапленники магнетита. Основная масса обычно темная, состоит из хлоритизированного стекла, с тонкой вкрапленностью магнетита, а также мелких зерен

пироксена, роговой обманки и тонких лейст плагиоклаза, большая часть которого относится к олигоклазу-андезину. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, реже циркон. Структура основной массы в зависимости от соотношения стекла и микролитов меняется от гиалопилитовой до пилотакситовой. Встречается также интерсертальная структура.

### Андезито-базальты

Андезито-базальты отличаются более темной зеленовато-черной окраской. Они имеют афанитовую или тонкозернистую основную массу с отдельными крупными фенокристами плагиоклазов и пироксенов. Количество фенокристов составляет от 20 до 30%. Под микроскопом видно, что в основной массе породы присутствует, главным образом, бурое стекло с очень тонкой вкрапленностью рудного вещества. Стекло хлоритизировано. В нем присутствуют тонкие микролиты плагиоклаза и зернышки пироксена. Структура основной массы гиалопилитовая. Весьма характерным является присутствие значительного количества газовых пустот, нередко располагающихся субпараллельно. Фенокристы плагиоклазов, размеры которых достигают 5—6 мм, относятся к андезину-лабрадору (№ 50—58). Пироксены представлены авгитом, а также гиперстеном. Гиперстен характеризуется отчетливым плеохроизмом от розовато-желтого до желтовато-зеленого.

### Туфы андезитов и андезито-базальтов

Туфы андезитов и андезито-базальтов, как отмечалось многими исследователями (Заварицкий, 1955 и другие), макроскопически и особенно под микроскопом зачастую не отличаются от своих эффузивных аналогов, в связи с чем их разграничение невозможно без полевых наблюдений. Макроскопически туфы, также как и покровы, представляют породы темно-зеленого цвета с тонкообломочной основной массой и включениями более крупных обломков. В зависимости от присутствия тех или других компонентов различаются кристаллокластические, витрокластические или литокластические, а также смешанные разности. Пропилитизация туфов проявляется в развитии таких специфических минералов, как хлорит, эпидот, альбит, карбонаты, магнетит, которые частично или полностью замещают первичные минералы.

## КИСЛЫЕ ЭКСТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Экструзивные породы принимают широкое участие в строении палеовулканов, представляя жерловые части, некки и дайки. Кислые экструзивные породы представлены липаритами, фельзит-порфирами, фельзитами, которые широко описываются всеми исследователями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Фаворская, 1956; Баскина, 1963; Быковская, 1960; Рыбалко, 1965; и многие другие).

### Фельзиты

Фельзиты, участвующие в строении многочисленных некков, хорошо наблюдающихся в береговых обрывах Японского моря представлены розовыми, серыми, а

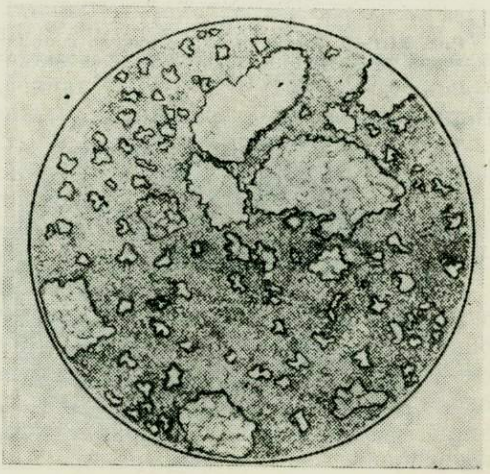


**Рис. XIII—7. Фельзит с пятнистой текстурой.** Приморская свита. Ув. 22, при одном николе

иногда и темноокрашенными породами с афанитовой основной массой и редкими вкрапленниками полевых шпатов. Под микроскопом они характеризуются фельзитовой, либо микросферолитовой основной массой с хорошо заметной флюидальностью (рис. XIII—7). Основная масса состоит либо из однородного вещества, либо, что бывает чаще, из полосок с различной степенью раскристаллизации. Субпараллельное распределение этих полосок и создает характерную флюидальную текстуру породы. В фельзитах со сферолитовой структурой основной массы также можно наблюдать субпараллельное расположение цепочек сферолитов, которые также подчеркивают флюидальную текстуру этих пород.

### Липариты

Липариты макроскопически весьма напоминают фельзиты. Отличительной их особенностью является присутствие значительного количества водяно-прозрачного кварца, а также розовых полевых шпатов.

Структура основной массы фельзитовая, сферолитовая, микрогранитовая. В последнем случае можно говорить о переходах липаритов в микрограниты. В липаритах довольно отчетливо проявляется флюидальность, которая так же, как и в фельзитах, обусловлена различной степенью раскристаллизации основной массы породы. Среди вкрапленников главную роль играет кварц. Он образует водяно-прозрачные зерна с бухтообразными оплавленными контурами.

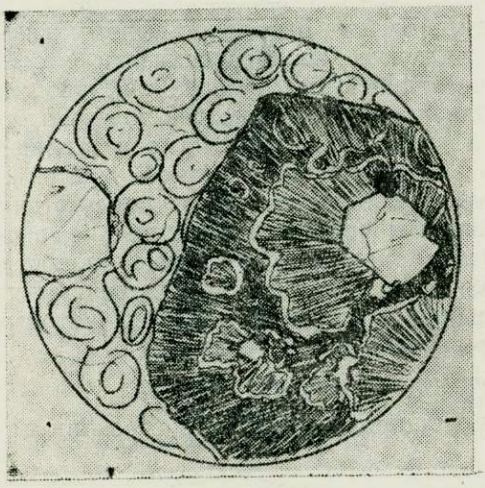


**Рис. XIII—8. Вулканическое стекло с перлитовой текстурой и крупными сферолитами.** Ув. 22, при одном николе.

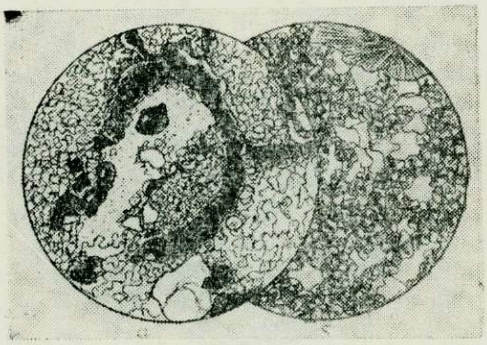


**Рис. XIII—9. Сферолитовая лава.** Приморская свита: а) При одном николе. Ув. 22. б) При скрещенных николях, ув. 88.

### Вулканические стекла

Вулканические стекла также широко участвуют в составе экструзивных фаций. Они хорошо изучены и образуют промышленные скопления в виде штоков, как например Нежданковское месторождение в Тетюхинском районе. Макроскопически это породы зеленовато-черного цвета с неровным раковистым изломом и характерным стеклянным или эмалевидным блеском. Под микроскопом порода имеет характерную изотропную массу с хорошо заметной флюидальной текстурой, которая подчеркивается субпараллельным расположением кристаллитов — волосовидных трихитов, иглообразных спикулитов, сферических глобулитов. В стеклах нередко наблюдаются сферолитовые обособления, а также вкрапленники полевых шпатов (рис. XIII—8). Сферолитовые обособления характеризуются радиально-лучистым строением. При наличии большого количества сферолитов стекла переходят в сферолитовые лавы (рис. XIII—9). Вкрап-

ленники полевых шпатов чаще всего представлены мелкими кристаллами свежего водяно-прозрачного санидина. Встречаются также оплавленные, иногда ограненные, фенокристы кварца.

## СРЕДНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭКСТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Средние и основные экструзивные породы — андезиты и андезито-базальты — представляют, главным образом экструзии, некки, дайки и силлы, участвующие в строении отдельных вулканов и крупных вулкано-тектонических депрессий. По своему облику и составу они не отличаются от эффузивных аналогов, принимающих участие в покровах и туфах. Некоторые отличия заключаются лишь в их более крупнозернистом кристаллическом строении. Андезиты и андезито-базальты экструзий в ряде случаев переходят в типичные полнокристаллические породы, напоминающие микродиориты.

Макроскопически андезиты и микродиориты представляют массивные зеленовато-серые породы. От эффузивных аналогов они отличаются более крупнозернистым строением, меньшим количеством газовых пустот и слабее выраженными гидротермальными изменениями.

Под микроскопом экструзивные андезиты и микродиориты представляют полнокристаллические породы от тонко- до среднезернистых, обычно порфировидные. Порфировидная структура особенно проявляется в эндоконтактных зонах, в то время как в центральной части наблюдается полнокристаллическая структура. Породы состоят из плагиоклаза № 40—60, составляющего 65—80% объема породы, авгита и моноклинного пироксена. Иногда присутствует небольшое количество стекла. Из акцессорных минералов присутствует магнетит.

Габбро или габбро-базальты встречаются, главным образом, в виде даек. Главным породообразующим минералом является лабрадор, количество которого составляет 60—70% породы. Вторым породообразующим минералом является авгит, количество которого составляет 25—30%. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Иногда можно наблюдать переходы к диабазовой структуре.

## СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Субвулканические интрузивные породы относятся к приморской серии, описанной впервые Г. П. Воларовичем (1930). По данным этого исследователя, приморские интрузии прорывают толщи ольгинской вулканогенной серии и, таким образом, являются по возрасту нижнетретичными. Нижнетретичный возраст интрузий признается также М. А. Фаворской и Ф. К. Шипулиным, которые различают в их формировании четыре фазы (Шипулин, 1957). Первая интрузивная фаза — основные и средние породы (габбро-монцониты, кварцевые монцонит-диориты); вторая интрузивная фаза — граниты и гранодиориты; третья интрузивная фаза — малые интрузии; четвертая интрузивная фаза — интрузии щелочных и субщелочных гранитов. По данным Ф. К. Шипулина, все интрузивные фазы, за исключением третьей, являются прямыми производными медленно эволюционировавшего глубинного магматического бассейна. Интрузии третьей фазы, или малые интрузии, относятся к дифференциатам самостоятельных магматических очагов. В отношении возраста и взаимоотношений интрузивных фаз существует много противоречивых данных. И. И. Берсенев (1963) и некоторые другие исследователи считают возраст приморских гранитоидов датским на том основании, что породы ранней габбро-диоритовой фазы тесно связаны с андезитами сияновской свиты. Так, В. А. Кигай отмечет, что диоритовый массив в пади Николаевской располагается в центральной части поля сияновских андезитов и дает с ними постепенные переходы. В пределах

Тернейского массива, по данным В. В. Ветренникова, гранодиориты постепенно переходят в дациты самаргинской свиты.

По мнению большинства исследователей, интрузии приморских гранитоидов характеризуются сложным, трехфазным строением. Первая фаза представлена кварцевыми габбро и монцонитами, вторая — нормальными гранитами и гранодиоритами и третья — аляскитовыми гранитами. Реже встречаются массивы простого состава, сложенные либо раннегаббroидной фазой, либо гранитами более поздней фазы.

### Габбро и кварцевое габбро

Габбро и кварцевое габбро ранней фазы приморской серии представляют среднезернистые темно-зеленые и темно-серые породы, состоящие из крупных кристаллов основного плагиоклаза, лабрадора и моноклинного пироксена — авгита. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, а также циркон и сфен. В породах часто наблюдаются изменения: плагиоклазы подвержены альбитизации, темноцветные замещаются актинолитом, хлоритом, эпидотом и сфеном. Для пород характерна монцонитовая, иногда неясно выраженная офитовая структура. В качестве примера габбровых массивов можно привести массив горы Кабанчик в бассейне реки Большая Синанча. Иногда вместе с габбро наблюдаются кварцевые габбро, а также кварцевые диориты (рис. XIII—10). Тем же сложным строением отличается Мутухинский массив, описанный М. А. Фаворской (1957). Этот массив площадью до 150 кв. км прорывает средние и кислые эффузивы сенона-дания. Центральная часть массива сложена породами переменного состава от кварцевых габбро до кварцевых монцонитов и кварцевых сиенит-диоритов, которые прорваны гранитами. Наиболее основными являются кварцевые габбро и габбро-монцониты. Это темно-серые среднезернистые породы, состоящие из лабрадора до 55%, авгита до 10%, зеленой роговой обманки, актинолита, биотита — 10%, кварца и калиевого полевого шпата. В некоторых разностях кристаллы лабрадора резорбированы и окружены каймой из более кислого плагиоклаза, роговая обманка частично развивается по пироксену, иногда образуя самостоятельные кристаллы. Граниты Мутухинского массива не являются однородными. В центральной части — это нормальные серые биотитовые граниты с гипидиоморфнозернистой структурой. На периферии преобладают розовые или белые аляскитовые порфировидные граниты с микропегматитовой структурой. Мутухинский массив прорван дайками спессартитов, аплитов, гранит-порфиров, андезитов и базальтов, приуроченными к субмеридиональным трещинам с крутыми углами падения.

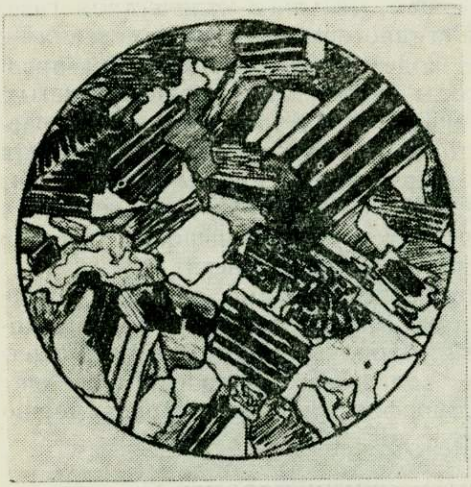


**Рис. XIII — 10. Кварцевый диорит.** Приморская интрузивная серия. Ув. 22, при скрещенных николях.

### Нормальные граниты и гранодиориты

Нормальные граниты и гранодиориты представляют собой среднезернистые отчетливо порфировидные породы, состоящие из розового и белого полевого шпата, серого кварца, чешуек биотита. По-

левые шпаты представлены кислым плагиоклазом — 12—30%, микроклином — 15—35%. Плагиоклаз относится к альбиту или при переходе к гранодиоритам — к олигоклазу. Реже встречается зональный плагиоклаз с андезином в ядре. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микропертитом. Кварц в количестве до 30% характеризуется волнистым угасанием. Цветные минералы представлены биотитом (до 5%), обычно хлоритизированным. В зависимости от соотношения плагиоклазов и калишпатов наблюдаются переходы от гранитов к гранодиоритам.

### Аляскитовые граниты

Аляскитовые граниты последней заключительной фазы — это темно-розовые породы, содержащие мясо-красный и белый полевой шпат, мелкие чешуйки биотита и дымчатый кварц. Полевые шпаты представлены олигоклазом или альбитом (18—36%) и микропертитом (35—53%). Крупные кристаллы олигоклаза обычно идиоморфны. Количество микроклина в аляскитовых гранитах обычно в 2—3 раза превышает количество плагиоклазов. Иногда это количество бывает равным. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая.

В петрохимическом отношении нормальные граниты характеризуются более высоким содержанием кремнекислоты и меньшим количеством фемических частей, что имеет место для среднего состава гранитов по Дели. Аляскитовые же граниты менее богаты кремнекислотой и содержат больше железо-магнезиальных компонентов, чем средний аляскит по Дели.

Широким развитием пользуются приповерхностные интрузии, представленные порфировидными породами, преимущественно аляскитовыми гранитами и аляскитовыми гранит-порфирами. Макроскопически это светлые порфировидные породы со средне-мелкозернистой основной массой. Под микроскопом в их составе наблюдается плагиоклаз—альбит и альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат, микроклин и пертит, кварц. Последний встречается в микрографических прорастаниях с калиевым полевым шпатом. Из темноцветных присутствует небольшое количество биотита. Основная масса гранитов имеет микрографическую или микропегматитовую структуру, переходящую в апикальных частях интрузий в очень тонкие микрографические или сферолитовые разности (рис. XIII—11).

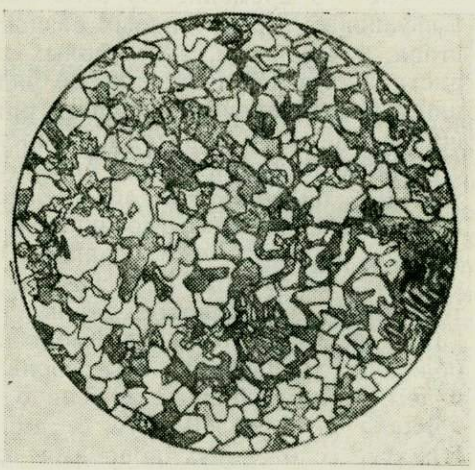


**Рис. XIII — 11. Лейкократовый гранит.** Приморская интрузивная серия. Ув. 22. Николи скрещены.

### Дайковые породы

Дайковые породы приморской серии представлены дайками, приуроченными к интрузивным массивам или их экзоконтактовой зоне. По данным большинства исследователей вслед за интрузиями нормальных гранитов и гранодиоритов внедрялись дайки спессарлитов и аплитов первой генерации. Вслед за аляскитами образуются аплиты второй генерации. В заключение внедряется серия разнообразных даек гранитов, гранит-порфиров, габбро-порфиритов и диорит-порфиритов не-

скольких генераций. Для интрузий габбро и монцонитоидов жильная серия практически не наблюдается. Для темноцветных даек характерны спессартиты, которые отличаются высоким содержанием темноцветных, преимущественно роговой обманки — до 80%.

Гранитоидные интрузии Восточно-Сихотэ-Алинского пояса в целом характеризуются достаточно крупными размерами. По форме это штоки или мощные интрузивные залежи, образовавшиеся недалеко от поверхности. Ряд исследователей (Берсенев, Ростовский и др.), к которым принадлежит и автор настоящей работы, относят к приморской серии только интрузивные массивы сложного состава, в которых участвуют ранние фазы, представленные диоритами и поздние — гранитного состава. Массивы однородных недифференцированных лейкократовых гранитов относятся к самостоятельной группе более молодого — палеогенового возраста и связаны, вероятно, с неглубоко залегающими очагами анатектической магмы. К этой возрастной группе, в частности, относится Араратский интрузивный массив, приуроченный к вулкано-тектонической депрессии в междуречье Тетюхе, Ахобэ и Горбуши. Площадь выхода Араратского массива — 20 кв. км. Он представляет лакколито подобное тело с полого падающими контактами. Сложен массив однородными лейкократовыми гранитами с порфировидной, микрографической, а также фельзитовой и сферолитовой структурами, указывающими на близповерхностные условия образования. Аналогичные, весьма однородные, лейкократовые граниты развиты, по данным Ф. И. Ростовского, и в других полях датских и датпалеогеновых эффузивов. Таковыми являются граниты Якутинской вулкано-тектонической впадины, гранофиры Шубинской впадины, граниты водораздела рр. Горбуши и Иманки. Геологические, петрографические и петрохимические данные подтверждают тесную пространственную и генетическую (комагматическую) связь гранитоидов с вулканитами палеогенового времени. Об этом говорят наблюдаемые взаимопереходы эффузивных и интрузивных разностей, общность минералогического состава, в частности, акцессорных минералов, данные абсолютного возраста. Таким образом, данные ряда исследователей согласуются с нашими представлениями о связи приморских гранитоидов и ассоциирующихся с ними вулканитов приморской серии с производными глубинной андезитовой или андезито-базальтовой магмы. В то же время более молодые, палеогеновые лейкократовые граниты и генетически связанные с ними вулканиты возникли в результате деятельности близповерхностных анатектических очагов. О неглубоко залегающих анатектических очагах магмы, как считает Ф. И. Ростовский и другие, свидетельствуют, в частности, данные глубинной геофизики. Так, на участках широкого развития приморских гранитоидов, на сравнительно небольших глубинах развиты основные породы. В частности, под рудным полем Тетюхе крупный массив основных пород залегает на глубинах порядка 5—6 км. Вместе с тем на площади вулкано-тектонических структур, сложенных породами палеогенового (богопольского) комплекса наблюдаются сравнительно большие отрицательные значения $\Delta q$, что указывает на развитие в пределах этих структур кислых пород многокилометровой мощности.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Петрохимические особенности эффузивных и интрузивных пород южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, рассмотренные подробно многими исследователями (Баскина, Ростовский, Фаворская, Шипулин и другие) свидетельствуют о кровном родстве между эффузивными

и интрузивными породами, о контрастных переходах между кислыми и основными членами интрузивных рядов и об эволюции магмы в сторону ее раскисления и увеличения щелочности. Так, В. А. Баскина (1965) на основе 185 анализов подразделяет все породы Ольга-Тетюхинского района на три большие группы. Первая группа объединяет эффузивные и субвулканические породы ольгинской серии и третичные гранит-порфиры, которые эволюционируют в сторону образования все более кислых и богатых щелочами разностей. Во вторую группу В. А. Баскина объединяет эффузивные и субвулканические породы самаргинской и богопольской свит: андезиты, дациты и липариты. Эволюция этих пород выражается в постепенном возрастании количества кремнекислоты и одновременном увеличении щелочности полевых шпатов. При этом сокращается содержание полевошпатовой извести, а содержание щелочей остается почти неизменным. Наиболее характерной особенностью химизма этой группы является постоянство в содержании щелочных алюмосиликатов в породах различной основности.

Таким образом, краткий обзор вещественного состава продуктов вулканической деятельности определенно говорит о наличии в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса вулкано-плутонических комплексов, связанных с деятельностью очагов кислой и основной магмы, находящихся на различных стадиях эволюции. Более древний, сенонский комплекс, к которому относятся приморские вулканиты, а также приморская интрузивная серия возник в результате деятельности глубинных магматических очагов, дающих разнообразные породы в процессе дифференциации при подъеме магмы. Образование этой серии хорошо увязывается с известной гипотезой вертикальной миграции магматического очага (Изох, 1962, Кузнецов, 1963).

Более молодой вулкано-плутонический комплекс палеогенового возраста, к которому относится богопольская свита и интрузии лейкократовых гранитов, возник в результате деятельности анатектических очагов, формировавшихся в пределах верхней части коры.

## ПРОДУКТЫ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Продукты поствулканической деятельности в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса широко представлены вторичными кварцитами, пропилитами и другими гидротермальными метасоматитами. Изучение этих пород было начато с 1960 года, с некоторым опозданием по сравнению с другими районами развития аналогичных образований. Однако в настоящее время имеются достаточно детальные материалы, характеризующие вещественный состав, геологическое строение, метасоматическую зональность и оруденение вторичных кварцитов пояса (И. И. Берсенев, Б. В. Быковская, В. С. Коренбаум, Р. И. Романова, Б. А. Соколов и другие). В настоящее время в пределах полосы верхнемеловых — палеогеновых вулканитов детально изучено более десяти полей вторичных кварцитов и пропилитов, многие из которых представляют значительный интерес. Такими полями являются Тетюхинское и Бринеровское, расположенные вблизи бухты Тетюхе; Евстафеевское поле южнее бухты Ольга; Самаргинско-Единское поле в бассейнах одноименных рек в северной части региона; Ольгинское, Ванчинское, Тернейское, Бикинское и другие поля вторичных кварцитов и пропилитов. Известные в настоящее время поля вторичных кварцитов и пропилитов приурочены к кислым и средним вулканитам верхнемелового и палеогенового возраста. Широко встречаются апоэффузивные и апоэкструзивные, а также апоинтрузивные разности. По времени образования вторичные кварциты относятся к палеогену. Все они приурочены к вулкано-тектоническим структурам или отдельным вулканическим

аппаратам и развиваются под контролем глубинных разломов. Формация вторичных кварцитов представлена всеми известными фациями, но особенно характерно развитие серицитовой и алунито-каолинитовой фаций (рис. XIII—12). В пределах полей вторичных кварцитов и пропилитов хорошо выражена метасоматическая зональность. По данным Р. И. Романовой, центральные зоны обычно представлены андалузитовыми, диаспоровыми, пирофиллитовыми фациями. Высокоглиноземистые фации окаймляются пирофиллит-диккитовыми, диккит-серицитовыми и серицитовыми фациями. Алунитовая минерализация проявляется в центральных зонах, главным образом как наложенная и по периферии между каолинитовой и серицитовой. Формирование вторичных кварцитов происходило в несколько стадий кислотного выщелачивания с преобладанием на ранней стадии галогенных соединений, а на поздней стадии — серных соединений. Вторичные кварциты Приморья представляют практический интерес как высокоглиноземистое, химическое, керамическое, электрокерамическое сырье. Серицитовые фации и пропилиты являются рудовмещающими для прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения. Осевые зоны высокоглиноземистых кварцитов, как области наиболее длительной циркуляции гидротерм, перспективны на низкотемпературное наложенное сурьмяно-ртутное и мышьяковое оруденение. Алунитовые фации по опыту Казахстана потенциально перспективны на золото (Фремд, 1960, 1963, Пучков, 1967).

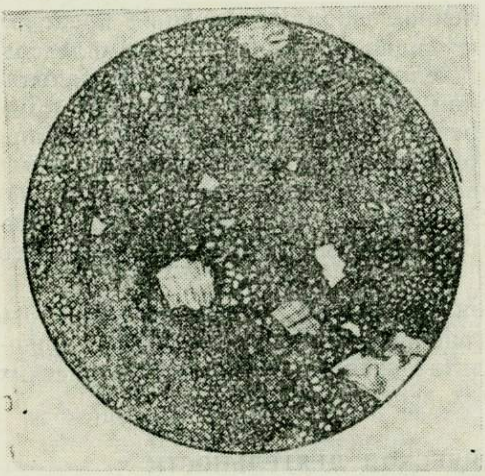


**Рис. XIII—12. Алунито-каолинитовый вторичный кварцит по туфам кислого состава.** Уз. 22. Николи скрещены

По данным Коренбаума и других (1965) в Сихотэ-Алине отмечается три типа полей вторичных кварцитов. Первый тип полей располагается в экзоконтакте интрузий гранитоидного состава, прорывающих эффузивы кислого состава.

Вторым типом вторичных кварцитов являются поля, приуроченные к тектоническим трещинам, проходящим через толщи кислых эффузивов.

Третий тип полей связан с субвулканическими интрузиями, эруптивными аппаратами и околожерловыми изменениями эффузивных пород.

В связи с возможной практической ценностью месторождений вторичных кварцитов следует напомнить о золото-серебряной формации, развитой на Белой горе в северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Подобное же оруденение известно в бассейне реки Белембе. Кроме того, имеются примеры нахождения в пределах развития вулканогенных образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса оловянного оруденения (Берсенев, Быковская и др., 1965).

Приведенный краткий обзор продуктов поствулканической деятельности свидетельствует о полной аналогии как геологической позиции, так и минеральных фаций и генезиса вторичных кварцитов и пропилитов Южной Джунгарии, детально описанных в этой работе, и вторичных кварцитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, детальные сведения о которых имеются в ряде уже упомянутых сводок.

## Глава XIV

# ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

История вулканической деятельности в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в последние годы представлялась в виде закономерного развития в пространстве и во времени вулканических циклов, каждый из которых начинался излияниями основных и заканчивался излиянием кислых вулканических продуктов. Но в свете новых данных развитие вулканизма Сихотэ-Алинского пояса следует рассматривать в связи с близко-одновременной деятельностью трещинных и центральных вулканов, характеризующихся разнообразным составом магматических продуктов. Таким образом, взамен выделяемых ранее тектоно-магматических циклов и соответствующих им литологически-однородных свит, всю историю формирования Сихотэ-Алинского вулканического пояса следует рассматривать в связи с образованием вулкано-плутонических комплексов в пределах вулкано-тектонических структур, независимо развивающихся в течение определенного отрезка геологического времени. В соответствии с возрастной последовательностью выделяются следующие вулкано-плутонические комплексы: сеноман-туронский, сенонский (сенон-датский), датский, палеогеновый и неогеновый.

### Сеноман-туронский вулкано-плутонический комплекс

Сеноман-туронские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса пользуются достаточно широким развитием. Однако на большей части территории они скрыты под более молодыми (сенонскими) отложениями и выступают на поверхность лишь в тектонических окнах и на отдельных участках вулкано-тектонических структур. В начале сеноман-туронского времени (петрозуевская эпоха) интенсивная вулканическая деятельность проявлялась в условиях морской трансгрессии и широкого развития архипелагов вулканических островов. В это время происходило накопление мощных толщ вулканогенно-осадочных пород, среди которых наряду с вулканитами широким развитием пользуются грубообломочные плохо сортированные терригенные образования. Во второй половине сеноман-туронского времени, в синанчинскую эпоху, трансгрессия заметно сокращается и в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса происходит преимущественно наземное излияние андезитовых лав, образующих крупные щитовые вулканы и покровы значительной мощности. Указанные вулканические образования образуют в Ольга-Тетюхинском районе ряд вулканических построек: вулканы Таухинский, Назаренковский, Утесный и другие. Все они приурочены к Тетюхинской ветви Прибрежного разлома.

Плутонические породы в составе сеноман-туронского комплекса пользуются ограниченным распространением. К ним с большей или

меньшей степенью достоверности относятся дайки и небольшие субвулканические массивы диоритового состава, связанные пространственно и генетически с вулканитами синанчинской свиты. Это районы Ванчин-Пфусунской группы палеовулканов. В северо-восточном направлении от горы Победа к верховьям реки Янмутьхоуза В. И. Рыбалко отмечает несколько расположенных цепочкой диоритовых массивов, сопровождающихся штоко- и дайкообразными телами того же состава. Среди пород преобладают мелкозернистые диориты и кварцевые диориты. В краевых частях интрузий и жильных телах встречаются также гранодиориты, плагиограниты и гранит-порфиры. В бассейне реки Иодзыхе В. В. Ветренников описывает диоритовые массивы горы Утесной, которые он рассматривает в связи с заключительным этапом развития сеноман-туронского палеовулкана. В этом же районе М. А. Фаворская (1956) описала интрузию габбро горы Кабанчик комагматичную андезитам синанчинской свиты. По петрографическому и петрохимическому составу породы соответствуют тихоокеанским щелочно-земельным магмам.

### Сенонский (сенон-датский) вулкано-плутонический комплекс

В сенонское время на всей территории Восточно-Сихотэ-Алинского пояса вулканическая деятельность достигла своего апогея. В эту эпоху широко проявлялись трещинные эксплозии кислой липаритовой и липарито-дацитовой магмы, в результате чего образовались мощные и относительно выдержанные толщи игнимбритов и сваренных туфов, ставших известными под названием «ольгинских кварцевых порфиров». Этими породами сложены крупные вулкано-тектонические структуры — Пластунская, Солонцовая, Ольгинская, Арзамазовская, Ахобинская и другие, возникшие в результате погружения крупных блоков фундамента. В пределах отдельных вулкано-тектонических структур происходила близко-одновременная деятельность вулканов кислого и основного состава. В результате такой деятельности возникли смешанные толщи, состоящие из кислых и основных вулканитов, фациально замещающих друг друга. Развитие вулкано-тектонических структур происходило на протяжении длительных отрезков геологического времени — от сеноман-турона или нижнего сенона до дания и палеогена включительно. В пределах таких структур руины палеовулканов заметно отличаются по составу вулканических продуктов. Интрузии, закупоривающие жерла и подводящие каналы многих вулканов, представляют вскрытые эрозией апикальные части магматических очагов. Примерами таких структур длительного развития являются Солонцовская, Пластунская и другие.

Интрузии сенон-датского возраста представлены субвулканическими массивами приморских гранитоидов, относящихся к близкоповерхностным образованиям — членам единого вулкано-плутонического комплекса. Особенно крупный массив приморских гранитоидов — Владимирский, обнажающийся в береговых утесах бухты Владимира, занимает площадь в 500 кв. км. В Пластунской вулкано-тектонической структуре в Тернейском районе площадь гранитной интрузии составляет 700 кв. км. Ряд более мелких массивов имеет площадь выхода от 10 до 100 кв. км. По составу среди интрузивных пород преобладают нормальные среднезернистые часто порфировидные биотитовые граниты. Второстепенную роль играют гранодиориты и диориты.

### Датский вулкано-плутонический комплекс

Вулканизм датского времени проявлялся в связи с одновременной деятельностью андезитовых и липаритовых вулканов, развивавшихся

как независимо друг от друга, так в одних и тех же вулкано-тектонических структурах. Ярким примером таких структур могут служить Пфусунская палеокальдера и Тенфуровский стратовулкан, описанные в работе. Вулканы этого времени были связаны как с периферическими очагами глубинной дифференцированной магмы, так и с близповерхностными очагами анатектической магмы. Наряду с крупными вулкано-тектоническими структурами, возникшими при погружениях блоков фундамента, в датское время возникают многочисленные структуры, связанные с обрушением кровли близповерхностных очагов.

Интрузивные породы, образующие вместе с вулканитами датский вулкано-плутонический комплекс, представлены гранит-порфирами, гранофирами, гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами. Как правило, это небольшого размера тела, иногда кольцевого типа (вулкан Семейный). Очень часто интрузии представляют собой глубоко эродированные некки стратовулканов (вулканы Забава, Лиственный, Кои и другие). Время внедрения интрузий совпадает с заключительным периодом датского вулканизма и с формированием датских вулкано-тектонических структур.

### Палеогеновый вулкано-плутонический комплекс

В палеогене интенсивность вулканической деятельности в южной части Сихотэ-Алинского пояса заметно уменьшается. Однако в пределах Тадушинской депрессии продолжается энергичная вулканическая деятельность, в результате которой образуются палеоценовый вулканический комплекс (тадушинская свита), сложенный грубообломочными конгломератами, алевролитами, туффитами, кислыми пепловыми туфами, аргиллитами с линзами бурых углей и флорой раннего палеоцена. Максимальная мощность комплекса 200 м. В верхнем палеоцене здесь же происходит незначительное излияние миндалекаменных базальтов и андезито-базальтов суворовской свиты. В северном Приморье вулканическая деятельность в палеогене, по-видимому, достигла максимума. В течение этого времени здесь накапливаются мощные толщи часто перемежающихся вулканитов среднего и кислого состава (контрастная формация).

К палеогеновому комплексу относятся небольшие лакколитоподобные массивы лейкократовых гранитов и гранодиоритов, связанных взаимопереходами с кислыми эффузивными образованиями. Хорошим примером палеогеновых интрузий могут служить Араратский массив в бассейне реки Тетюхе, описанный Ф. И. Ростовским.

### Неогеновый вулкано-плутонический комплекс

Неогеновый вулканизм проявился, главным образом, в северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в виде мощных излияний базальтов и андезито-базальтов, происходивших вдоль глубинных разломов субширотного и северо-восточного направлений. В южной части пояса базальтами сложено Самаргинское плато. Базальтовые излияния сопровождались грандиознейшими выбросами вулканических пепловых туфов, нередко образующих шлаковые конусы, подобные хорошо известным шлаковым конусам юго-западного Приморья (вулкан Барановский и другие). Наряду с излияниями и экструзиями основного состава в неогеновую эпоху продолжается деятельность кислых вулканических центров. Следы этой деятельности сохранились в виде даек и некков липаритового состава.

Резюмировать вышесказанное можно следующим образом.

В начале развития вулканического пояса (сеноман-турон — нижний

сенон), по разломам, расколовшим свод фундамента на мозаику мобильных блоков, внедряется глубинная, еще слабо дифференцированная магма, питающая ареальные андезитовые и андезито-дацитовые стратовулканы. К продуктам деятельности этих вулканов относятся нижние горизонты сеноманского вулкано-плутонического комплекса, представленные синанчинской свитой (Фремд, 1968; Бураго, Рыбалко, Фремд, 1968).

В сенонское время вдоль глубинных разломов происходит погружение крупных блоков фундамента. Поверхностным выражением этого процесса явилось образование тектонических впадин — Ольгинской, Тетюхинской и пр. (Бураго, Рыбалко, 1968). Под тяжестью погружающихся блоков фундамента магма из глубинных очагов выдавливается в верхние этажи. Подъем магмы сопровождается процессами контаминации и дифференциации в промежуточных и периферических магматических очагах. В это же время вдоль разломов, ограничивающих или секущих блоки фундамента, происходят грандиозные трещинные эксплозии контаминированной магмы. Депрессии в пределах погруженных блоков заполняются мощными (5—6 км) толщами игнимбритов сенонского вулкано-плутонического комплекса (приморская свита, в составе которой главную роль играют игнимбриты, описанные Г. П. Воларовичем под названием «ольгинских кварцевых порфиров»).

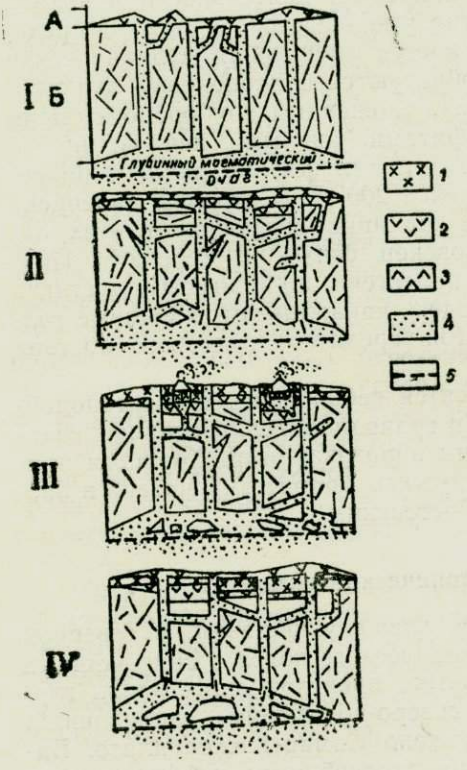



**Рис. XIV—1. Схема развития вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.**

I — ранний этап (досенонский), II — средний этап (сенонский), III — поздний этап (датский), IV — конечный этап (палеогеновый). А — верхний структурный этаж, Б — нижний структурный этаж. 1 — липарито-дацитовые игнимбриты, 2 — андезито-базальтовые покровы, 3 — андезито-дацитовые стратовулканы, 4 — магматический расплав, 5 — линия Мохоровичича.

В датское время в пределах верхнего структурного этажа, образованного мощными толщами сенонских вулканитов, за счет поступления дополнительных порций глубинных расплавов возникают периферические очаги дифференцированной андезито-базальтовой магмы. Одновременно образуются и локальные очаги анатектической гранитной магмы. Оба типа магматических очагов питают расположенные в пределах структуры центральные вулканы, обусловливая разнообразие

проявлений синхронной вулканической деятельности и сложный состав вулканических продуктов датского и палеогенового вулканических комплексов. В пределах верхнего структурного этажа в результате обрушения кровли близповерхностных анатектических очагов образуются также кальдеры оседания (рис. XIV—1).

В палеогеновое-неогеновое время вслед за консолидацией структуры по системам глубинных разломов (при соответствующих тектонических импульсах) на поверхность изливается неконтаминированная базальтовая магма, образующая покровы, а также отдельные щитовые вулканы и шлаковые конусы.

# ЧАСТЬ V

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

## Глава XV

# ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В СВЯЗИ С АНАЛИЗОМ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ В РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЗМА

Приведенная в соответствующих разделах характеристика вулканогенных толщ Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов позволяет рассмотреть весьма важный вопрос об их строении и фациальной изменчивости в связи с анализом проблемы эволюции и цикличности развития процессов вулканизма в пространстве и во времени. Кроме того, предоставляется возможность высказать определенные представления об условиях и характере вулканической деятельности на отдельных этапах верхнепалеозойской эпохи. От правильного понимания этих вопросов зависит не только целенаправленная интерпретация геологических данных и более четкое представление о геологическом строении региона, но и возможности широких обобщений по истории земной коры в рамках целых геологических эпох.

Представления о циклическом развитии земного шара и в особенности магматизма имеют длительную историю и в новейшее время особенно четко были развиты в работах Штилле (1940), Тирреля (1956) и других.

Эти представления, разделявшиеся и некоторыми советскими учеными, сыграли определенную роль в направленности геологических исследований теоретического и прикладного характера.

Для территории Казахстана идея циклического развития магматизма наиболее ясно выражена В. С. Коптевым-Дворниковым. В своих работах (1940, 1957) он подчеркивает полициклическое развитие магматизма, проявляющееся в закономерно повторяющемся изменении состава эффузивных и интрузивных комплексов в пределах магматических циклов. В частности, в работе «История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое» (1940) В. С. Коптев-Дворников выделяет 10 таких циклов (кембрийских — 1, силурийских — 3, девонских — 2, верхнепалеозойских — 4), причем под циклом он понимает (стр. 51): «...совокупность закономерно развитых тектонических и магматических процессов». «Магматический цикл», по его представлениям, «...состоит из эффузивных и последующих интрузивных проявлений, которые отвечают двум различным моментам жизни земной коры (моменты растяжения и сжатия)». В той же работе В. С. Коптев-Дворников указывает, что в пределах циклов в Центральном Казахстане хорошо проявляется закономерная смена состава излияний от основных к кислым. В частности, он пишет (стр. 55): «...Как мы видели, первый силурийский цикл в эффузивной фации характеризуется отчетливо выраженной сменой основных магм более кислыми и под конец — калийными. Второй цикл дает ту же картину. Вновь появляются андезиты: сначала пироксеновые, затем роговообманковые, альбитофировые излияния играли небольшую роль. Ту же тенденцию смены основных пород кис-

лыми мы наблюдаем и в интрузивных комплексах силура». Для нижнедевонского цикла (стр. 57) «...характерны вначале эффузии базальтовых лав, которые сменились андезитовыми и затем кислыми, иногда калийными магмами». В среднепалеозойском цикле: «...первыми появились андезиты. Что касается кислых фаций вообще и калийных, в частности, то наиболее широкое развитие они получили в конце второго цикла» (стр. 58). Такие же закономерности В. С. Коптев-Дворников отмечает и для циклов верхнего палеозоя. Можно привести немало и других примеров, когда геологическое строение отдельных регионов рассматривалось в связи с представлениями о циклическом характере развития вулканизма (Беспалов, 1954, 1956; Кошкин, 1963 и др.).

Вместе с тем, огромный фактический материал, накопленный за последние годы в процессе детального геологического картирования и тематических исследований вулканических свит, обобщенный в региональных и общетеоретических работах, находится в противоречии с теорией циклического развития вулканизма. Поэтому чрезвычайно важной задачей сегодняшнего дня является пересмотр теоретических взглядов и геологических материалов в разрезе современных прогрессивных представлений, развиваемых в работах Н. С. Шатского (1951, 1960), Ю. А. Кузнецова (1963, 1964) и других ученых, о необратимом эволюционном развитии геологических процессов в целом и вулканизма, в частности.

Ахиллесовой пятой теории цикличности является ее методологическая основа, разработанная преимущественно на материалах по интрузивному магматизму. В последних, в силу чисто объективных причин, всегда оставались спорными и невыясненными до конца вопросы возрастного и стратиграфического положения отдельных интрузий, и таким образом, их корреляции. Это положение лишь отчасти изменилось в последние годы в связи с развитием и совершенствованием методов определения абсолютного возраста.

Представления о циклическом развитии интрузивного магматизма переносились на районы развития вулканогенных формаций без учета данных по стратификации и фациальной изменчивости последних. В этих условиях для районов со слабо разработанной стратиграфией, при отсутствии материалов по характеристике внутреннего строения вулканогенных толщ и их фациальной изменчивости, казалось наиболее логичным сопоставление в разобщенных разрезах петрографически однородных толщ. При этом базальтовые горизонты сопоставлялись с базальтовыми, липаритовые с липаритовыми и т. д. Определенное влияние на развитие этих взглядов имели старые концепции о повторяемости и циклическом развитии осадочных стратифицированных комплексов.

Возросшие в последние годы объемы картировочных и детальных геолого-стратиграфических исследований, связанных с задачами расчленения вулканогенных толщ, дали убедительные материалы, свидетельствующие о значительной фациальной изменчивости вулканогенных толщ, обусловленной рядом ранее не принимавшихся во внимание процессов. К числу таких процессов относится одновременность в деятельности расположенных на одной территории разнотипных вулканических очагов, дающих различные по составу магматические продукты; формирование вокруг вулканов чрезвычайно изменчивых толщ лахаровых брекчий и других вулканогенно-молассовых образований; комагматичность и весьма близкая временная и пространственная связь экструзивной и интрузивной деятельности. Кроме того, для развития новых представлений большое значение имели массовые определения абсолютного возраста интрузивных и эффузивных пород, позволяющие

проводить их синхронизацию и уточнить место в стратиграфическом разрезе.

Насколько резко меняются представления о геологии и истории вулканизма отдельных регионов в зависимости от детальности исследований и методологических принципов, положенных в их основу, можно видеть на примере Южной Джунгарии. До последнего времени в представлениях о геологическом строении и истории развития этой горной страны господствовала концепция полициклического развития. В составе средне-верхнепалеозойского комплекса, слагающего эту территорию, выделялся ряд вулканогенных свит, делившихся в свою очередь на основе литологического признака на подсвиты. Выделялись такие подсвиты, как андезитовая (порфиритовая), липаритовая (порфировая или альбитофировая), эффузивно-пирокластическая (порфиритовая) и пр. Повторяемость подсвит кислого и основного состава, таким образом, устанавливалась почти в каждом стратиграфическом подразделении, соответствующем определенному геологическому циклу или эпохе. При этом подразумевалось, что смена основных продуктов кислыми в пределах стратиграфических подразделений или геологических эпох была обусловлена процессами дифференциации в глубинных магматических очагах. Отдельные наблюдения, находящиеся в явном противоречии с этой концепцией, сторонники полициклизма склонны были объяснить деятельностью так называемых остаточных (от прошлых циклов) магматических очагов, извергавших магму, состав которой не соответствовал ожидаемым продуктам дифференциации.

Между тем, как свидетельствуют приведенные выше материалы, более детальные исследования, проведенные в Южной Джунгарии за последние годы, выявили совершенно иную картину геологического строения и истории вулканизма этой области, находящуюся в противоречии с представлениями о циклическом развитии.

На территории Южной Джунгарии верхнепалеозойская вулканогенная формация, как было показано, разделяется на шесть свит, возраст которых датируется от верхов нижнего карбона до пермо-триаса включительно.

Сложное внутреннее строение свит, их резкая фациальная изменчивость показаны на специально составленных схемах (рис. II—8 и II—9). Как хорошо видно на схемах, в составе куарасанской свиты преимущественным развитием пользуются грубообломочные вулканогенные породы — туфоагломераты и туфобрекчии, чередующиеся с отдельными линзами и горизонтами лав кислого и основного состава. Для пород свиты характерна чрезвычайно резкая фациальная изменчивость, выражающаяся в изменениях мощностей и составе толщ по простиранию и падению, обусловленных спецификой формирования свиты при интенсивной вулканической деятельности, сопровождающейся деятельностью мощных грязекаменных потоков (лахаров).

В составе следующей, долантауской свиты, преимущественным распространением пользуются три типа фаций: вулканогенно-молассовая, представленная туфами, туфопесчаниками и гравелитами, околожерловая — андезитовая, представленная стратифицированными толщами андезитов и их туфов и жерловая — андезитовая или андезито-базальтовая фация, представленная крупными телами андезитов и андезито-базальтов, переходящих на периферии в покровы и потоки. Характер и взаимоотношения фаций подвержены резким колебаниям, подчеркивая тем самым относительную разновременность протекавших в долантаускую эпоху в целом однотипных и целенаправленных процессов. Так, на востоке Южной Джунгарии наблюдается такая последовательность фаций: вулканогенно-молассовые отложения в низах разрезов, околожер-

ловые стратифицированные толщи андезитов и их туфов в средней части и мощные залежи жерловых андезито-базальтов — в верхах разреза. К западу характер и взаимоотношения фаций заметно меняются. Здесь жерловая, андезито-базальтовая фация чаще всего встречается в средней части разреза, а вулканогенно-молассовая фация отмечается как в нижней, так и в верхней частях разреза. Фациальная изменчивость свиты еще более усугубляется широким развитием крупных стратифицированных линз — руин андезитовых стратовулканов и полигенных куполовидных вулканов, мигрирующих по всему разрезу.

В составе вышележащей айнабулакской свиты выделяется по крайней мере четыре различных типа фаций, находящихся между собой в самых сложных и разнообразных соотношениях: это туфоигнимбритовая фация, состоящая из туфопесчаников, туффитов и туфов смешанного состава с отдельными горизонтами и линзами игнимбритов и игниспумитов; вулканогенно-молассовая, представленная туфопесчаниками, туффитами и туфами смешанного состава; игнимбритовая, состоящая из игнимбритов и игниспумитов преимущественно липаритового состава и околожерловая — андезито-базальтовая, сложенная стратифицированными линзами андезитов, андезито-базальтов и их туфов.

Особенно отчетливо выраженными морфогенетическими особенностями, наряду с андезито-базальтовой фацией, отличается игнимбритовая фация. Горизонты игнимбритов, входящие в ее состав, нередко прослеживаются на десятки километров по простиранию, сохраняя свои специфические структурные и текстурные особенности. Вместе с тем следует подчеркнуть, что как игнимбритовая, так и в особенности другие вулканогенные фации не образуют хорошо выдержанных по простиранию стратифицированных горизонтов, характерных, например, для областей геосинклинального осадконакопления. Напротив, они состоят из линзующихся, выклинивающихся на коротких расстояниях и фациально замещающих друг друга прослоев и пачек. Тщетно было бы, таким образом, искать в соседних разрезах полную тождественность в литологии и стратификации. Однако было бы ошибочно на этом основании и отрицать возможность корреляции этих разрезов. Тщательный литолого-стратиграфический анализ, как правило, позволяет выявить наряду с различиями в деталях, главные особенности внутреннего строения, делающими сопоставление и корреляцию разрозненных толщ не только возможной, но и вполне обоснованной.

Детальный анализ внутреннего строения свиты позволяет достаточно отчетливо воссоздать и палеогеологическую обстановку, в которой протекало ее формирование. Можно себе представить, что интенсивная вулканическая деятельность, преимущественно эксплозивного характера, отчасти сопровождавшаяся накоплением вулканогенно-молассовых толщ в начале айнабулакской эпохи, несколько ослабла в период, соответствующий среднеайнабулакской эпохе. В это время происходило преимущественное формирование вулканогенно-молассовых толщ за счет пирокластического материала, перемещающегося по склонам вулканических построек и накапливающегося в широких вулканических депрессиях.

В верхнеайнабулакскую эпоху эксплозивная деятельность, обусловившая формирование мощных игнимбритовых толщ, достигла своего максимума. Удивительная выдержанность этих толщ и горизонтов, прослеживающаяся на десятки километров по простиранию, свидетельствует о возросшей роли региональных разломов, контролирующих размещение аппаратов трещинного типа, либо отдельных, линейно расположенных вулканических центров.

Одновременно с деятельностью «кислых» магматических очагов,

располагавшихся сравнительно недалеко от земной поверхности, с больших глубин, в связи с активизацией глубинных разломов, поступали порции андезито-базальтовой магмы, обусловившей образование крупных стратовулканов.

Характерной особенностью отложений конуроленской свиты является широкое развитие вулканогенно-молассовых образований и синхронных им стратифицированных линз андезито-базальтов и их пирокластов, представляющих руины крупных стратовулканов.

Предыдущими исследователями вулканогенно-молассовые и эффузивно-пирокластические образования отрывались друг от друга в пространстве и во времени и рассматривались в составе различных свит и подсвит. Эти представления о выдержанном литологическом составе верхнепалеозойских свит и других стратиграфических подразделений, основанные на концепции о циклическом развитии и магматизме, в свете последних данных не могут быть приняты за основу для стратиграфических построений. Детальные исследования показали, что конуроленская свита состоит, главным образом из кислых вулканогенных пород. Лавы и туфы андезитов не занимают, как ранее предполагалось, ведущего положения в ее составе. Они встречаются лишь в виде крупных стратифицированных линз, представляющих, как уже отмечалось (Фремд, 1963), руины каменноугольных стратовулканов.

В строении катутауской и вышележащей кузгунской свит, представляющих верхнюю часть вулканогенной формации, участвуют кислые вулканические толщи игнимбритов и игниспумитов, заключающие отдельные прослои вулканогенно-молассовых образований и стратифицированные линзы андезито-базальтов — реликты уже отмеченных для других свит стратовулканов. По условиям образования и характеру внутреннего строения катутауская и кузгунская свиты идентичны описанным ранее свитам нижней части разреза.

Достарская свита, венчающая разрез вулканогенной формации в Джунгарском Алатау, состоит из невыдержанных по мощности и простиранию линз и прослоев крупнообломочных пород типа лахаровых брекчий, грубозернистых косослоистых туфов и туфопесчаников, чередующихся с потоками и покровами туфолав (игниспумитов) и игнимбритов кислого состава и потоков андезито-базальтов. Петрографический состав вулканогенно-обломочных пород весьма характерен. Они образованы из туфолав и игнимбритов того же состава, что и покровы, фиксируемые в разрезах этой толщи.

Нет необходимости проводить дополнительные примеры такого же сложного строения и резкой фациальной изменчивости вулканогенных комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Достаточно подробно они уже рассмотрены в главе XI.

Рассмотренные здесь вопросы внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ орогенных вулканических поясов позволяют сделать следующие выводы.

Одной из наиболее характерных особенностей внутреннего строения охарактеризованных в работе вулканогенных образований является их пестрый петрографический состав, варьирующий в широких пределах от липаритов до андезито-базальтов.

В соотношениях кислых и основных вулканических продуктов в вертикальном разрезе наблюдаются значительные колебания. Например, в Южной Джунгарии максимальная роль кислых эффузивов отмечается в средней части разреза (катутауская и кузгунская свиты), примерно равные соотношения кислых и основных пород — в нижних и верхних горизонтах (конуроленская и достарская свиты).

В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе нижняя часть

разреза имеет существенно андезитовый состав (петрозуевская и синанчинская свиты), вышележащая толща сенонского комплекса характеризуется существенно липаритовым составом (приморская свита), в вышележащих — датском и палеогеновом комплексах — андезиты и липариты присутствуют примерно в одинаковых соотношениях, с отклонениями то в одну, то в другую сторону. Венчают разрез неогеновые существенно андезито-базальтовые покровы.

Другой особенностью продуктов рассматриваемых вулканогенных формаций является резкое преобладание пирокластов над лавами. Подсчеты соотношений пирокластического и лавового материала для отдельных свит свидетельствуют о высоком коэффициенте эксплозивности, достигающем 85—90% — для андезитовых пород и 90—95% — для липаритов и трахилипаритов. Коэффициент эксплозивности основных пород заметно уменьшается в верхней части разреза и сохраняется без заметного изменения для пород кислого состава.

Наблюдается необратимая эволюция петрохимического состава кислых липаритовых-трахилипаритовых пород в сторону увеличения их щелочности. Для Южной Джунгарии это подтверждается преимущественно липаритовым составом игнимбритов айнабулакской и конуроленской свит и трахилипаритовым составом игнимбритов кузгунской и достарской свит. Эволюция состава основных пород выражена менее отчетливо. Можно лишь отметить развитие более основных андезито-базальтовых разностей в верхней части разреза (достарская свита).

Для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса эта закономерность подтверждается в работах многих исследователей (Б. А. Соколов, В. И. Рыбалко и др.).

Формирование вулканогенной формации протекало в условиях одновременной или близко-одновременной деятельности многочисленных центров, связанных как с «кислыми», так и с «основными» самостоятельными магматическими камерами, представляющих различные типы вулканической деятельности. Формирование кислых вулканических толщ было связано с аппаратами трещинного типа, либо с архипелагами центральных вулканов, деятельность которых, приближавшаяся к катмайскому типу, обусловила скопление огромных масс игнимбритов или игниспумитов. Формирование вулканических продуктов андезитового ряда происходило в связи с деятельностью крупных стратовулканов стромболианского или везувианского типа, с выбросами огромных масс пепловых продуктов, чередующихся с излияниями магматических расплавов.

Деятельность отдельных стратовулканов происходила на протяжении очень длинных отрезков времени, соответствующих по продолжительности периоду формирования двух и более вулканогенных свит.

Таким образом, получены убедительные доказательства сложного, а не циклического, как предполагалось ранее, развития орогенного вулканизма.

Этот вывод, имеющий важное значение для Казахстана, Северо-Востока СССР и других районов развития орогенного вулканизма, представляют общую закономерность, подтверждаемую в планетарном масштабе.

Анализ внутреннего строения вулканогенной серии позволяет также сделать вывод о необратимом развитии магматического процесса, проявляющегося, в частности, в увеличении щелочности пород, связанных с одновременной деятельностью периодически возникающих и исчезающих на разных глубинах, находящихся на различной стадии эволюции, периферических магматических очагов.

## Глава XVI

# ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Палеовулканологические исследования и в особенности палеовулканологические реконструкции, проведенные автором и многими другими исследователями в Южной Джунгарии и в Приморье, позволили значительно расширить сведения о внутреннем строении и фациальной изменчивости конкретных вулканических и вулкано-плутонических формаций этих регионов и выделить среди казавшихся монотонными вулканогенных толщ руины разнотипных вулканических аппаратов, а также весьма крупных вулкано-тектонических структур.

Еще 10—15 лет тому назад при картировании палеовулканических областей обширные площади выделялись под такими мало говорящими условными обозначениями, как «эффузивы и их туфы», «туфы смешанного состава» и т. д. В настоящее время подобные обозначения представляются анахронизмом. В легендах современных геологических и, в особенности, палеовулканологических карт, как правило, выделяются разнообразные фации вулканических пород и полифациальных комплексов, разнотипные вулканические аппараты и вулкано-тектонические депрессии, продукты фумарально-сольфатарной деятельности. Эти данные позволяют со значительной степенью детальности воссоздать историю вулканизма и рудообразования для отдельных районов и целых вулканических зон и поясов.

Среди разнообразных методов палеовулканических исследований выявление и реконструкции палеовулканов, и в особенности крупных вулкано-тектонических депрессий, представляет особый интерес. Анализ палеовулканической деятельности с позиций актуализма позволяет рассматривать вулкано-тектонические структуры как первичные центры или ячейки, участвовавшие в формировании верхних горизонтов литосферы. Выяснение соотношений между этими структурами и их интеграциями позволяет, таким образом, воссоздать историю вулканической деятельности для крупных регионов в рамках целых геологических эпох.

### ТИПЫ ПАЛЕОВУЛКАНОВ

Успех работы по изучению и систематизации палеовулканологических структур в значительной мере определяется принципами, положенными в основу их классификации.

В основу классификации палеовулканов, как и вообще палеовулканологических образований в широком смысле слова, должен быть положен принцип актуализма. В этом случае типизация палеовулканов должна возможно более приближаться к известным классификациям современной вулканической деятельности, разработанным Меркалли,

Лакруа и др. (гавайский, стромболианский, пелейский, катмайский и др. типы вулканов).

Вместе с тем, даже у современных вулканов, характер их деятельности в связи с процессами, происходящими в магматическом очаге (дифференциация, контаминация), подвержен значительным изменениям. Еще в большей степени это относится к древним вулканам, деятельность которых протекала на протяжении целых геологических эпох.

Проблема усложняется и тем, что сведения о характере деятельности палеовулканов мы получаем не по непосредственным наблюдениям, а лишь по результатам этой деятельности, представленной разнообразными по составу и условиям залегания вулканическими породами.

Таким образом, актуалистический принцип, основанный на изучении современной вулканической деятельности, говорит о необходимости при разработке классификации палеовулканов учитывать в первую очередь историко-геологические факторы, определяющие эволюцию вулканизма во времени, а также конвергентность геологических явлений.

В обобщенном виде, с учетом известных классификаций палеовулканов Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов классификация палеовулканов может быть представлена в следующем виде:

1. Липаритовые полигенные вулканы.
   а) линейные (трещинные)
   б) центральные (стратовулканы)
2. Андезитовые и андезито-базальтовые полигенные вулканы.
   а) линейные (трещинные)
   б) центральные (щитовые и стратовулканы)
3. Смешанные (андезито-липаритовые) полигенные вулканы.

Рассмотрим кратко особенности каждого из выделенных типов.

**Линейные (трещинные) липаритовые вулканы**. Как уже отмечалось выше условия залегания и особенности внутреннего строения некоторых вулканогенных серий, в частности их исключительная выдержанность на десятки и даже сотни километров по простиранию, и постоянство состава свидетельствуют об их связи с грандиозными эксплозиями. В пределах Джунгарского верхнепалеозойского вулканического пояса наиболее интенсивная эксплозивная деятельность линейных (трещинных) вулканов происходила в средне-верхнекаменноугольную эпоху, характеризующуюся развитием на колоссальных площадях удивительно однообразных и мощных покровов игнимбритов.

На территории Восточно-Сихотэ-Алинского пояса мощные, выдержанные на значительных площадях толщи сенонских липаритовых игнимбритов, также несомненно образованы в результате трещинных эксплозий, связанных с развитием блоковой тектоники мезо-кайнозойского времени.

**Липаритовые стратовулканы.** Этот тип вулканов картируется в виде обширных полей игнимбритов и сваренных туфов с линзами и прослоями псаммитовых и псефитовых туфов, туфоагломератов, лахаровых брекчий и других вулканогенно-молассовых образований. При детальном картировании устанавливаются околожерловые грубообломочные фации вулканитов, нередко сплошным кольцом опоясывающие жерла вулкана. Залегание вулканитов периклинальное, по мере удаления от жерла — близкое к горизонтальному.

Жерловые фации липаритовых стратовулканов весьма характерны и зачастую служат главным диагностическим признаком. В большинстве случаев они представлены некками фельзитов с хорошо выраженной вертикальной или веерообразно расходящей флюидальностью. Вместе с тем, имеются многочисленные примеры игнимбритовых или игниспумитовых некков или жерла, заполненных игнимбритовым или

туфоагломератовым материалом. Нередко прослеживаются переходы фельзитов и пирокластических образований, заполняющих жерла, в покровы игнимбритов околожерловых и отдаленных фаций. Для вулканов данного типа также характерны игнимбритовые и другие пирокластические дайки.

**Андезитовые и андезито-базальтовые трещинные вулканы** характеризуются, как известно, широким площадным распространением покровных и экструзивных фаций. Подобные образования хорошо известны в целом ряде орогенных и платформенных областей и поэтому не нуждаются в специальном описании.

**Андезитовые и андезито-базальтовые щитовые вулканы** широко встречаются в пределах современных и древних вулканических поясов. На Камчатке четвертичные щитовые вулканы, так называемые долы, образуют фундамент для современных вулканов. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса щитовые вулканы располагаются в основании некоторых крупных вулкано-тектонических структур, а также на площадях развития неогеновых плато-базальтов. В Джунгарском вулканическом поясе цепочки крупных андезито-базальтовых некков — корней щитовых вулканов приурочены к системам региональных разломов, ограничивающих блоки фундамента.

**Андезитовые стратовулканы** обычно наблюдаются в виде крупных изометрических или линзовидных тел, сложенных андезитовыми потоками и покровами, чередующимися с туфами того же состава. Крупные размеры линз, нередко достигающих нескольких десятков километров в длину, их неправильная форма, обусловленная сложными условиями накопления вулканических продуктов, а впоследствии длительно действующими эрозионно-тектоническими факторами, привели к тому, что до последнего времени эти вулканические аппараты не выделялись, а рассматривались в составе нормальных стратиграфических разрезов. Впервые палеовулканы этого типа были описаны в Южной Джунгарии (Фремд, Каменский, 1963), а вслед за тем и в Южном Приморье на восточном склоне Сихотэ-Алиня (Баскина, 1964).

В естественных обнажениях нередко можно наблюдать ступенчатое строение андезитовых стратовулканов, обусловленное различной степенью сопротивляемости процессам выветривания, чередующихся между собой потоков лав и горизонтов пирокластов. Для первых характерны вертикальные стенки выходов, а для вторых — наклонные, под углом 45—50°. На склонах долин, прорезающих вулканические постройки, кроме того, часто наблюдается типичный куэстовый рельеф.

По форме подобные сооружения весьма напоминают ступенчатые пирамиды. Соотношение лавового и туфового материала в стратовулканах может быть самым различным. Так, для верхнепалеозойских стратовулканов Южной Джунгарии наблюдается чередование 2—3-метровых лавовых потоков с прослоями туфов в несколько раз более мощными (Фремд, Каменский, 1963). В разрезах береговых склонов некоторых курильских стратовулканов (например, вулкан Богдана Хмельницкого и Чирип на острове Итуруп) автор наблюдал примерно равные соотношения лав и пирокластов. Наконец, на восточных склонах Сихотэ-Алиня в строении стратовулканов, по имеющимся предварительным данным, преобладают лавы. К этому следует добавить, что соотношения лавового и пирокластического материала могут испытывать значительные изменения в различные периоды развития одного и того же палеовулкана.

**Смешанные (андезито-липаритовые) вулканы** образуются при участии двух или трех разновозрастных комплексов, отличающихся по составу и фациальной принадлежности. Увеличиваясь в размерах, отдель-

ные вулканы сливаются друг с другом, образуя вулканические хребты и нагорья. Примеры таких структур описаны в различных вулканических поясах (Фремд, 1964; Короновский и др., 1964; Кошкин, 1964; Фремд, Рыбалко, 1968 и др.).

## ТИПЫ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Вулкано-тектонические структуры представлены весьма разнообразными морфогенетическими типами, которые разделяются на две обширные группы — отрицательных и положительных вулкано-тектонических структур.

К отрицательным вулкано-тектоническим структурам, рассматриваемым в настоящем исследовании, относятся грабенообразные впадины, в образовании которых принимают участие тектонические и вулканические процессы.

Вулкано-тектонические впадины до последнего времени рассматривались большинством исследователей, как кальдеры оседания, возникающие в связи с опусканием кровли близповерхностных магматических очагов, опустошаемых в результате параксизмальных извержений. Механизм образования и классификация кальдер подобного типа подробно рассмотрена на примере вулканов Индонезии Р. В. Ван-Бемеленом (R. Bemmelen, 1937), Х. Вильямсом (H. Williams, 1941) и др., а для вулканов Камчатки — В. И. Влодавцем (1949) и Е. К. Мархининым (1964). По мнению этих исследователей, формирование вулкано-тектонических впадин (кальдер) происходит в пределах верхнего структурного этажа при ведущей роли магматических процессов. Роль тектоники (всегда пассивная) сводится к образованию кольцевых разломов, ограничивающих опустившиеся участки кровли магматического очага.

Вместе с тем анализ геологических и геофизических материалов по ряду орогенных поясов Дальнего Востока, Средней Азии и Казахстана показывает, что значительная часть изученных в настоящее время вулкано-тектонических структур образовалась в результате опускания крупных блоков складчатого фундамента вдоль ограничивающих эти блоки разломов. Главная роль в образовании подобных впадин принадлежит, следовательно, тектонике, а не магматизму.

Таким образом, намечается серьезное противоречие между гипотетическими представлениями о вулкано-тектонических впадинах как кальдерах оседания, формирующихся в пределах верхнего структурного этажа и геолого-геофизическими данными, говорящими о генетической связи этих впадин с опущенными блоками складчатого фундамента.

Эти противоречия могут быть устранены лишь на основе представлений о тектонической активности и вертикальных блоковых движениях фундамента, связанных с определенными этапами развития свода (Фремд, 1969).

В общем виде образование вулкано-тектонических депрессий можно представить следующим образом.

Начальный этап. По системам разломов, расколовшим свод фундамента, происходит погружение отдельных блоков с одновременным излиянием глубинной, еще слабо дифференцированной магмы, образующей покровы плато-базальтов, щитовые вулканы, а в отдельных случаях и андезито-базальтовые стратовулканы.

Средний этап. Дальнейшее погружение блоков сопровождается трещинными эксплозиями уже контаминированной глубинной магмы, поднимающейся по ограничивающим депрессию разломам. Депрессии в пределах погруженных блоков заполняются мощными (5—6 км) толщами игнимбритов и других вулканогенных пород.

Поздний этап. В пределах верхнего структурного этажа, образованного мощными толщами вулканитов, возникают периферические очаги дифференцированной андезито-базальтовой магмы. Одновременно образуются и локальные очаги анатектической гранитной магмы. Оба типа магматических очагов питают центральные вулканы, обуславливая разнообразие проявлений синхронной вулканической деятельности и сложный состав вулканических продуктов. В пределах верхнего структурного этажа в результате обрушения кровли близповерхностных очагов образуются кальдеры оседания.

Конечный этап. При условии консолидации структуры по системам глубинных разломов (при соответствующих тектонических импульсах) на поверхность изливается неконтаминированная базальтовая магма, образующая покровы, а также отдельные щитовые вулканы и шлаковые конусы.

Таким образом, развитие вулкано-тектонических депрессий представляет сложный многоэтапный процесс, обусловленный тесным взаимодействием тектоники и магматизма.

В соответствии с вышеизложенным следует различать три типа отрицательных вулкано-тектонических структур (Фремд, 1969; Фремд, Рыбалко, 1970):

1. Отрицательные вулкано-тектонические структуры 1-го типа (вулкано-тектонические депрессии) — структуры, сформированные непосредственно на складчатом фундаменте в результате погружения отдельных его блоков. В строении вулкано-тектонических депрессий участвуют мощные вулканогенные толщи — продукты трещинных эксплозий глубинной магмы, дифференцированной в промежуточных и периферических очагах.

2. Отрицательные вулкано-тектонические структуры 2-го типа (кальдерные депрессии) — это наложенные структуры, формирующиеся в пределах верхнего структурного этажа при проседании кровли над периферическими и анатектическими очагами. В строении этих депрессий участвуют кислые и средние по составу продукты эксплозивной деятельности центральных и трещинных вулканов.

3. Отрицательные вулкано-тектонические структуры 3-го типа (полигенные вулкано-тектонические депрессии длительного развития) — структуры, образующиеся в результате наложения структур 2-го типа на структуры 1-го типа.

Развиваемые представления хорошо увязываются с историей развития Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (Фремд, 1968) и с данными о строении ряда вулкано-тектонических структур и кольцевых комплексов различных районов современной и более древней вулканической деятельности. В этом отношении большой интерес представляют вулкано-тектонические структуры Камчатки.

Как известно, в пределах Камчатки отчетливо выделяются три вулканических пояса: Центрально-Камчатский с преимущественно плиоцен-голоценовыми вулканами, вулканический пояс Центральной Камчатской депрессии с вулканами Ключевской группы и вулканический пояс Восточной Камчатки с подавляющим количеством действующих вулканов.

В пределах этих поясов наряду с хорошо известными типами центральных вулканов (обычные стратовулканы, стратовулканы типа Сомма-Везувий, кальдера-вулканы и др.) за последнее время установлены и описаны (Эрлих, 1966) гигантские вулкано-тектонические депрессии, отличающиеся по размерам и строению от кальдер нормального типа.

Так, в Карымско-Семячинском районе Восточно-Камчатского вулканического пояса в пределах лавового плато, образованного группой слившихся между собой щитовых вулканов, располагаются ги-

ганские вулкано-тектонические депрессии, на дне которых аккумулятивно насажены молодые центральные вулканы с разнообразным составом магматических продуктов от базальтов до риолитов включительно (рис. XVI—1).

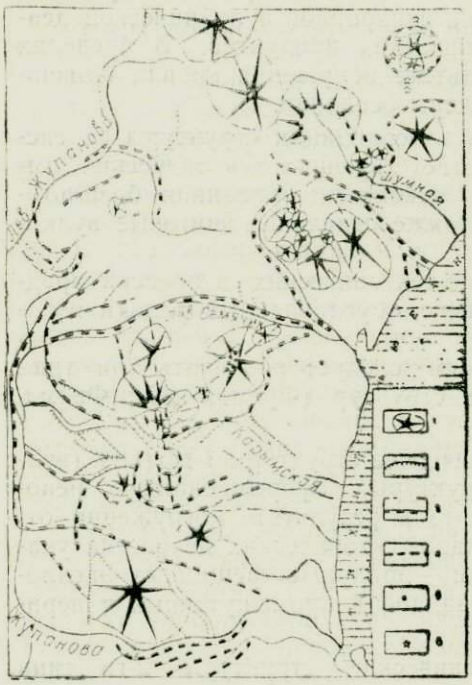


**Рис. XVI—1. Кольцевые структуры и вулканы Карымско-Семячинского района (по Э. Н. Эрлиху, 1966).**
**1** — вулканы, **2** — разломы, **3** — сбросы, ограничивающие вулкано-тектонические депрессии, **4** — предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы, **5** — кратеры, **6** — шлаковые конусы

Особенно крупная депрессия такого рода, описанная Э. Н. Эрлихом, расположена на междуречье рек Жупановой и Нового Семячика. Депрессия занимает центральную часть огромного лавового щита с диаметром 50 на 60 км. Большой диаметр щита отвечает северо-восточному направлению, согласному с простиранием грабен-синклинали Восточной Камчатки. Депрессия отличается сложным строением. Она состоит из двух ступеней, разделенных системой линейно-дуговых сбросов с суммарной амплитудой, достигающей нескольких сотен метров.

В пределах депрессии располагается ряд обычных кальдерных вулканов, образующих цепочку, вытянутую в меридиональном направлении. Это кальдера-вулканы Двор, Карымский, кальдера Карымского вулкана, кальдера Карымского озера, кальдера-вулкан Академии наук и др. Некоторые вулканы располагаются непосредственно на дуговых разломах, ограничивающих депрессию.

Вместе с тем, в связи с асинхронным развитием Восточно-Камчатского пояса гигантские вулкано-тектонические депрессии на других участках в настоящее время не наблюдаются. Например, к северу от реки Кроноцкой вулканы Гамченской группы представлены обычными стратовулканами с вариациями состава магматических продуктов от базальтов до андезитов.

Гигантские вулкано-тектонические депрессии и кольцевые комплексы прошлых геологических эпох описаны за последнее время в различных районах земного шара. Как правило, эти структуры приурочены к жестким, активизированным участкам земной коры (области завершенной складчатости, платформы, вулканические пояса) и генетически связаны с системами глубинных разломов. Среди наиболее известных структур этого типа можно назвать пермские кальдеры района грабена Осло (Ch. Oftedahl, 1957), гигантские верхнепалеозойские котлообразные депрессии и кольцевые комплексы провинции Квинсленд в восточной Австралии (C. Branch, 1966), палеозойские кольцевые комплексы Шотландии и Ирландии (Anderson, 1924, Richey, 1937), многочисленные и весьма разнообразные кольцевые комплексы Африканского континента (Stillman, Cox, 1960, Yohnson, 1961) Северной Америки (Smith, Bailey, Poss, 1961; Thomson, 1956; Williams, 1941).

На территории СССР крупные вулкано-тектонические депрессии и кольцевые комплексы детально описаны в Центральном Казахстане (Беспалов, 1954; Дворцова, 1963; Монич и др., 1960; Кошкин, 1964; Коптева, 1964; Перекалина, 1966; Зейлик, 1968; и др.), Южной Джун-

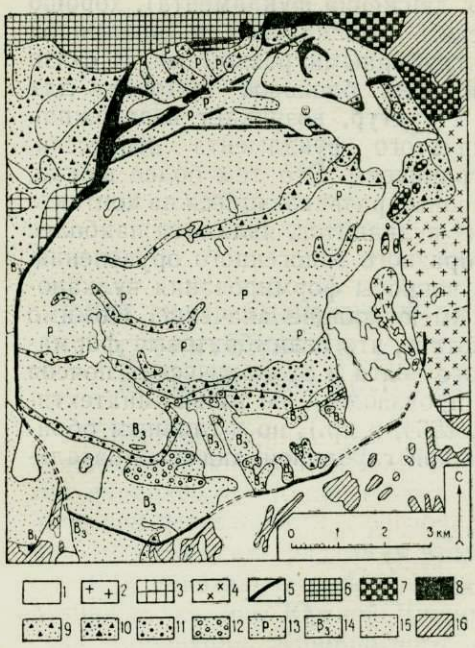


Рис. XVI — 2. Кальдера Берум (По Хр. Офтедалю (Branch, 1963).
1 — кварцит, 2 — аплитовый гранит, 3 — монцонитовый акерит, 4 — сиениты, 5 — кольцевая дайка, 6 — монцосиениты, 7 — монцониты, 8 — серкедалит, 9 — спекшийся агломерат, 10 — агломерат, спекшийся туф, 11 — туфы, 12 — порфириты, от монцонитов до сиенитов, 13 — базальты, 14 — ромбен-порфиры, 15 — кембро-силур.

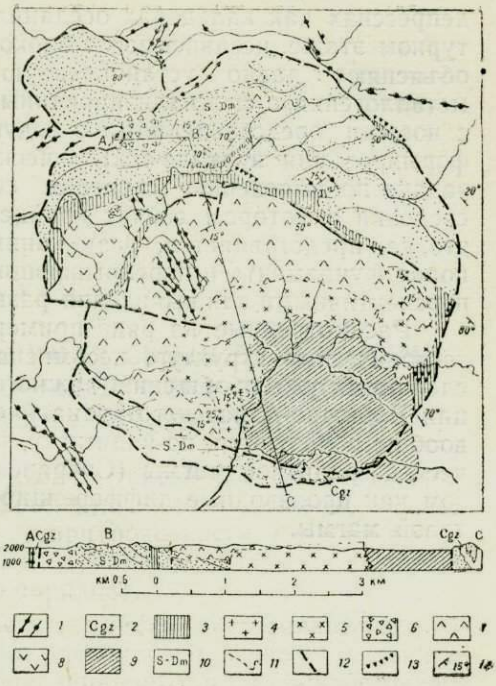


Рис. XVI—3. Кольцевой комплекс Кларет Крик, Квинсленд, Австралия. По Бранчу (Oftedahl, 1966).
Верхний палеозой: 1 — порфиритовые риодацитовые и трахиандезитовые дайки, 2 — лейкократовые биотитовые граниты, адамеллиты, 3 — биотитовый риодацит, 4 — мусковит-биотитовый риодацит, 5 — лейкократовый микроадамеллит, 6 — вулканическая брекчия, 7 — серые риодацитовые сваренные туфы частично с кристаллолитоидными туфами, 8 — розовые риодацитовые сваренные туфы, 9 — горнблендит — биотитовый гранодиорит, 10 — силур-девонские граувакки (формация Гарнет), 11 — приблизительные геологические границы, 12 — предполагаемые разломы, 13 — тектонические брекчии, 14 — простирание и падение пластов.

гарии (Фремд, 1959; Фремд, Исаева, Каменский, 1964; Груздев, Яренский, 1964; и др.), в Восточном Забайкалье (Томсон, Демин, 1963), на Алдане (Кравченко, 1960; Богомолов и Кицул, 1964), в хр. Сырачева (Рудич, 1959), в Охотском вулканическом поясе (Сперанская, 1964) и в ряде других районов. Классификация известных типов кольцевых структур разработана в последнее время Е. В. Свещниковой (1968).

## Выводы

Таким образом, развитие вулкано-тектонических структур представляет сложный, многоэтапный процесс, обусловленный тесным взаимодействием тектоники и магматизма. Представляется важным различать три главных типа отрицательных вулкано-тектонических структур: структуры, возникающие при сводовом развитии фундамента, и более мелкие структуры — кальдеры проседания, формирующиеся в верхнем структурном этаже в связи с деятельностью анатектических и периферических магматических очагов. Третий тип возникает в результате взаимодействия первых двух типов.

Разработанные представления об образовании вулкано-тектонических структур при погружении блоков складчатого фундамента в процессе развития свода (взамен представлений о вулкано-тектонических

депрессиях как кальдерах оседания, формирующихся в верхнем структурном этаже, независимо от блоковых движений фундамента), хорошо объясняют давно установленную связь магматизма и эндогенной металлогении с специализированными глубинными разломами. В связи с новыми представлениями о ведущей роли блоковой тектоники для формирования вулкано-тектонических структур, возникает неотложная задача по выяснению строения складчатого фундамента депрессий, сведения о котором сейчас крайне ограничены. Это тем более важно, что, как представляется, реакционные зоны, развивающиеся на контакте пород фундамента и перекрывающих их вулканитов, являются наиболее перспективными для выявления разнообразного эндогенного оруденения.

Рассмотренные на ряде примеров вопросы формирования вулкано-тектонических структур, несомненно, имеют общее значение. Помимо сделанных уже обобщений, важно отметить, что игнимбритовые формации Восточно-Азиатского вулканического пояса и вулканических поясов вообще образуются, по-видимому, как производные не только анатектической гранитной магмы (Сперанская, 1964, и др.), но и главным образом как производные дифференцированной глубинной андезито-базальтовой магмы.

## Глава XVII

# ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ ВУЛКАНИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Пространственная связь вулканизма с тектоникой на территории Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов наиболее отчетливо проявляется в приуроченности центров вулканической деятельности к региональным глубинным разломам и оперяющим их трещинам (разломам второго порядка).

Как показано в работе, вулканы и их некки, экструзивные и интрузивные массивы Южной Джунгарии располагаются вдоль тектонических нарушений субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. Самыми крупными региональными нарушениями, рассматриваемыми нами в качестве глубинных разломов в понимании А. В. Пейве (1945)*, являются Илийский субширотный разлом, ограничивающий южные цепи Джунгарского Алатау со стороны Илийской депрессии и Южно-Алтынэмельский субширотный разлом, ограничивающий Южную Джунгарию с севера. Оба разлома контролируют целую серию вулканических аппаратов, их некков, экструзивных и интрузивных массивов. Ряд крупных вулканических построек (Карачекинский вулкан, Архарлинское вулканическое нагорье) располагается на пересечении региональных субширотных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Многочисленные вулканы и субвулканы размещаются вдоль оперяющих глубинные разломы нарушений второго порядка. В зонах нарушений размещаются также поля гидротермально-измененных пород и эндогенные рудопроявления.

Таким образом, можно полагать, что Илийский и Южно-Алтынэмельский глубинные разломы, возникшие вдоль границ Южно-Джунгарского тектонического блока в связи с его вертикальными перемещениями, сыграли основную роль в развитии магматизма этой территории, определив возможность проникновения магмы с глубин к поверхности, в область развития периферических очагов. Системы трещин, оперяющих глубинные разломы, способствовали образованию зон проницаемости, обеспечивающих более широкое и равномерное развитие вулканической деятельности на всем пространстве Южной Джунгарии.

Еще более отчетливо связь вулканизма с глубинными разломами и с блоковыми движениями фундамента наблюдается в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Как уже было показано в главе XII, все опи-

---

* Полностью разделяя взгляды А. В. Пейве на исключительную роль глубинных разломов в развитии тектоники и магматизма Земли, автор вместе с тем считает, что их значение не ограничивается геосинклинальными областями и не менее важно для развития орогенных и платформенных структур.

санные вулкано-тектонические структуры, расположенные на месте погруженных блоков фундамента, ограничены глубинными разломами северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Как известно (Радкевич, 1963; Бураго, Рыбалко, 1968; и др.), наиболее интенсивные процессы верхнемелового и палеогенового магматизма связаны здесь с северо-восточными глубинными разломами, из которых главными являются Восточно-Сихотэ-Алинский, Фурмановский, Тетюхинский. Субширотные и северо-западные разрывные нарушения относятся к ослабленным зонам растяжения, к которым приурочены древние вулканы, субвулканические интрузии, дайковые поля и зоны минерализации. На глубине ослабленные зоны разграничивают приподнятые и погруженные блоки фундамента, что отчетливо наблюдается на гравиметрических картах. В пределах Южного Приморья намечается целый ряд крупных ослабленных зон (Ванчинская, Пфусунская, Садагинская, Тетюхинская, Синанчинская и др.).

Временная связь вулканизма с тектоникой, так же как и пространственная, определяет закономерности развития вулканизма. Как показали исследования, одной из наиболее характерных особенностей внутреннего строения верхнепалеозойской вулканогенной формации Южной Джунгарии, обусловленной отношением вулканизма к тектонике, является ее пестрый литологический состав, варьирующий в широких пределах от липаритов до андезито-базальтов.

Вместе с тем, петрографические и петрохимические данные свидетельствуют о закономерном изменении состава основных, и в особенности, кислых пород, происходящем во времени, на протяжении верхнего палеозоя. Для кислых пород эти изменения выразились в увеличении щелочной тенденции, в результате чего преимущественно липаритовые игнимбриты низов разреза (айнабулакская и конуроленская свиты), сменились трахилипаритовыми игнимбритами в верхней части разреза (кузгунская и достарская свиты). Эволюция состава основных пород выразилась менее отчетливо. Можно лишь отметить развитие основных андезито-базальтовых разностей в верхней части разреза при сохранении для всех пород основного состава устойчивой щелочно-земельной тенденции.

В такой же мере эволюция петрохимического состава магм во времени наблюдается и в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Как отмечает большинство исследователей (Баскина, 1965; Рыбалко, 1967; Фремд, Рыбалко, 1969), изменение состава магматических пород во времени выражается в постепенном увеличении от верхнего мела до палеогена количества кремнекислоты и щелочей.

Таким образом, приведенные в работе данные по Южно-Джунгарскому и Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканическим поясам не подтверждают известную концепцию Г. Штилле (1924) о цикличном развитии магматизма. Вместо предполагаемой этим крупнейшим тектонистом правильной повторяемости вулканической деятельности, на рассмотренных примерах можно наблюдать лишь общую эволюцию магматического процесса, связанную с постепенным увеличением жесткости орогенных поясов. Приведенные материалы также не подтверждают и прежних представлений о полициклическом развитии вулканизма и закономерной смене в пределах циклов основных вулканических продуктов кислыми (Коптев-Дворников, 1940; Беспалов, 1954; Фаворская, 1956; Быковская, 1960, 1966 и др.).

Наблюдаемые в пределах орогенных вулканических поясов соотношения между кислыми и основными вулканическими продуктами, фактически обусловленные очень сложной, близко-одновременной деятельностью многочисленных различного типа вулканов, могут в одних случаях привести к представлениям о прямой (гомодромной) последова-

тельности излияний, а в других — об обратной (антидромной) последовательности.

Анализ временной и пространственной связи вулканизма с тектоникой позволяет более ясно представить историю и закономерности развития вулканизма орогенных поясов, которые сводятся к следующему.

Развитие вулканической деятельности и магматизма в целом в пределах орогенных (позднеорогенных) вулканических поясов обусловливается близко-одновременной деятельностью очагов кислой и основной магмы, эволюция которых определялась направленностью в развитии и активизации глубинных разломов, намеченных для Казахстана А. В. Пейве (1948) и позднее Г. Н. Щербой (1954), а для Приморья Н. А. Беляевским (1956), И. И. Берсеневым (1956), П. Н. Кропоткиным (1955), Е. А. Радкевич (1954) и др.

В связи с периферическими очагами андезитовой магмы происходили эксплозивные извержения многочисленных центральных вулканов везувиано-стромболианского типа, обусловивших накопление мощных стратифицированных толщ с высоким коэффициентом эксплозивности и резкой фациальной изменчивостью, вызванной одновременной деятельностью близко расположенных друг от друга вулканов с разнообразным составом вулканогенных и вулканогенно-осадочных (лахаровых) образований.

Магматические очаги кислой (липаритовой) магмы, располагавшиеся ближе к поверхности, питали огромные трещинные вулканы или архипелаги вытянутых вдоль глубинных разломов центральных вулканов. С деятельностью этих вулканов, относящихся, по-видимому, к катмайскому типу, связаны мощные, хорошо выдержанные по простиранию толщи и поля игнимбритов липаритового и трахилипаритового состава. Устанавливаемая отчетливая связь игнимбритовых полей с крупными близповерхностными интрузиями позволяет рассматривать последние, как периферические магматические очаги, вскрытые эрозией. В этом отношении наши материалы полностью подтверждают концепцию о вулкано-плутонических формациях, разработанную впервые для Охотского пояса Е. К. Устиевым (1959) и принятую в настоящее время многими исследователями.

Очаги третьего типа, расположенные, вероятно, в базальтовом слое или в верхних частях мантии, питали трещинные вулканы гавайского типа, следы деятельности которых сохранились в виде сложных андезито-базальтовых покровов, силлов и даек.

Продукты деятельности этих трех типов вулканов, как было показано на многочисленных разрезах, сочетаются друг с другом в пространстве и во времени, образуя весьма сложно построенные вулкано-плутонические серии.

Вопросы комагматичности вулканических и плутонических пород, детально рассмотренные на примере Южно-Джунгарского пояса, автором (1963, 1965) и рядом других исследователей (Борукаева, 1968; Ткаченко, 1969; и др.), а также отмечаемые всеми исследователями для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (Баскина, 1965; Бураго, Рыбалко, Фремд, 1968), позволяют с уверенностью говорить о закономерном развитии в пределах орогенных поясов вулкано-плутонических ассоциаций.

Комагматичность вулканических и плутонических образований доказывается на основании структурно-геологических, минералого-петрографических и петрохимических критериев. Структурно-геологическими критериями является приуроченность вулканов и субвулканических интрузий к одним и тем же региональным тектоническим нарушениям, ограничивающим отдельные структурные блоки. К этой же группе критериев относятся наблюдаемые во многих случаях тесные взаимоотношения и взаимопереходы между породами эффузивного и интрузивного

облика. Минералого-петрографическими критериями, рассматриваемыми отдельно для формационных рядов гранит-липарит и диорит-андезит являются идентичный состав породообразующих и акцессорных минералов, сходство структур и наличие взаимопереходов между эффузивными, экструзивными и интрузивными породами.

Петрохимические особенности пород также указывают на комагматичность эффузивных и интрузивных эквивалентов. Наиболее существенным признаком комагматичности для рассмотренных вулканических поясов можно считать щелочную тенденцию пород гранит-липаритового формационного ряда и щелочно-земельную тенденцию пород — диорит-андезитового формационного ряда.

Таким образом, есть дополнительные основания для предположения, что многие интрузивные массивы Южной Джунгарии и Восточно-Сихотэ-Алинского пояса являются размытыми периферическими очагами грандиозных посторогенных эксплозий, доказанных в последнее время в различных районах земного шара (Устиев, 1959; Smith R., 1960).

В заключение настоящего обзора важно привести общие сопоставления с вулканическими поясами западного сектора Тихоокеанского кольца и некоторыми другими районами развития орогенного вулканизма.

Сходные черты геологического строения и развития вулканизма обнаруживают поздне-мезозойские и ларамийские прогибы Северо-Американских Кордильер, что уже давно отмечали многие исследователи (Шатский, 1954; Шейнман, 1957; Устиев, 1959, 1968; и др.). Особенности вулканизма этих прогибов детально охарактеризованы в последней сводке Е. К. Устиева (1963). По его данным, в северной части Кордильер, в Аляскинском и береговом хребтах на Аляске широко развиты лаво-туфовые поля формации Кентуэлл (Smith R., 1939), представленные всей серией дифференциатов от базальтов, через андезиты до липаритов и прорванные многочисленными эоценовыми интрузиями габбро-гранитов с преимущественным развитием гранодиоритов и рудоносных (киноварь) монцонитовых фаций. Следующая выше угленосная свита Кенай также содержит в большом количестве туфы и лавы базальт-андезит-риолит-трахитовой серии. Весь разрез венчается мощными покровами базальтов. Эти северные вулкано-плутонические формации развились у края мелового — эоценового прогиба, вытянутого вдоль залива Аляски (Ирдли, 1954).

Южнее, на территории Канады, в районе Юкона известна (Wheeler I., 1961) мощная базальт-андезит-риолитовая меловая толща Уайт-Хорс, прорванная батолитовыми интрузиями гранодиоритового состава.

Другие подобные же ассоциации встречаются на всем протяжении Скалистых гор, но наиболее ярким их примером, как отмечает Е. К. Устиев (1963), являются дискордантные ларамийским структурам «поперечные порфировые пояса» Центральной Монтаны и Колорадо (Ирдли, 1954).

Пояс Монтаны, имеющий ярко выраженный наложенный характер, сложен верхнемеловым — третичным вулкано-плутоническим комплексом, известным своими крупнейшими месторождениями полиметаллов, золота, серебра, вольфрама и редких земель (Бьют, Хелена, Берпо и пр.). Крупные поля верхнемеловых и третичных эффузивов в пределах пояса представлены главным образом туфами и игнимбритами андезито-дацитового состава, извергавшихся сначала в подводных, а затем в наземных условиях (Knopf A., 1957). Плутонические породы представлены серией крупных гранитных интрузий, местами прорывающих эффузивы. Южнее пояса расположены огромные поля позднетретичных риолитовых лав и игнимбритов Йеллоустонского парка и хреб-

та Абсарока, чередующиеся с покровами базальтов и сопровождаемых небольшими интрузиями фельзитов, сиенитов, диоритов и габбро (Ирдли, 1954).

Второй ярко выраженной наложенной структурой является «поперечный порфировый пояс» Колорадо и Нью-Мексико, протягивающийся от юго-западного угла Колорадо в широтном направлении к Боулдерсити. В пределах пояса сосредоточены крупнейшие месторождения полиметаллов, серебра, золота и молибдена (Ледвилл, Климакс и пр.).

Пояс представлен большим числом мелких порфировых и даже стекловатых приповерхностных интрузий верхнемелового-эоценового возраста, частично залегающих среди верхнемеловых — палеогеновых вулканических пород. В хребте Фронт-Рейндж большая роль принадлежит палеогеновой толще эффузивов и туфов липарито-базальтового состава, сопровождаемой интрузиями кварцевых монцонитов. В горах Сан-Хуан (Stewen T. a. Ratte) также наблюдаются большие поля третичных эффузивов и туфов кислого состава с громадными толщами игнимбритов и сочетающихся с ними интрузий. Отсюда полоса вулканоплутонических пород продолжается на юго-запад в штаты Нью-Мексико, Юта, где они являются характерными элементами гор Навахо и Хопи (Williams H., 1936). Все эти проявления молодой вулкано-плутонической активности, как указывает Е. К. Устиев, связаны с зоной смятия у границ слабодислоцированной области Колорадского плато.

В Западной Европе ряд наложенных впадин, выполненных вулканогенно-молассовыми красноцветными образованиями пермо-триаса, расположен на каледонском (Англия, Шотландия) либо варисском (Саксония, Тюрингия) складчатом основании (Бубнов, 1935). В составе вулканогенных пород этих впадин резко преобладают кислые разности — кварцевые порфиры, мелафиры, их туфы, относящиеся к порфировой формации А. В. Пейве.

Наряду с охарактеризованными выше прогибами и орогеническими поясами, в магматизме которых наблюдается полная аналогия с Восточно-Сихотэ-Алинским и Южно-Джунгарским поясами, необходимо указать на наличие прогибов и других наложенных структур, резко отличающихся по характеру магматизма. Типичным примером таких структур является Минусинский межгорный прогиб, особенности магматизма которого позволили И. В. Лучицкому выделить девонскую наземно-вулканогенную базальтовую формацию Минусинских впадин, противопоставив ее порфировой формации (Пейве, 1948), широко распространенной в девонских и верхнепалеозойских толщах Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и прочих районов развития орогенного вулканизма. В качестве других примеров развития наземной базальтовой формации вслед за И. В. Лучицким можно указать на триасовые образования группы Нью-Арк в Аппалачах (Ирдли, 1954), отложения системы Кьюинью верхнего альгонкия в районе Великих озер в США (Ирдли, 1954, Линдгрен, 1934) и девонские вулканогенные образования Днепровско-Донецкой впадины (Усенко, 1954). Причина таких различий в характере магматической деятельности, как убедительно объяснил И. В. Лучицкий, обусловлена большей жесткостью структуры прогибов с проявлениями базальтового магматизма по сравнению со структурами, связанными с порфировым магматизмом.

Приведенная выше сравнительная характеристика магматизма орогенных зон и поясов позволяет прийти к заключению, что, во-первых, развитие магматического процесса определяется в основном взаимодействием разноглубинных магматических очагов с различным составом магмы, находящихся на различной стадии эволюции. Во-вторых, наблюдаемая в отдельных случаях общая направленность и кажущаяся

повторяемость в развитии магматического процесса, не имеет ничего общего с цикличностью, в понимании Г. Штилле, и вызвана особенностями развития глубинных разломов, выводящих на поверхность в определенной последовательности различную по составу магму из различных глубин земной коры и мантии.

## Глава XVIII

# ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И ТИПИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Учение о вулканических поясах как особых структурных элементах земной коры, связанных с системами глубинных разломов, зародилось более 30 лет назад в связи с широкими геологическими и металлогеническими исследованиями Тихоокеанского подвижного пояса (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, Б. Н. Ерофеев, Е. К. Устиев, К. Я. Спрингис, Е. Т. Шаталов, В. Т. Матвеенко, Л. И. Красный, М. И. Иициксон и многие другие).

Главные черты тектоники и магматизма вулканических поясов впервые специально были рассмотрены Е. К. Устиевым (1959) на примере Охотского вулканического (тектоно-магматического) пояса. В качестве главнейших особенностей этой структуры Е. К. Устиев отметил, во-первых, ее наложенный характер, обусловленный связью с глубинными разломами, активизировавшимися на границе мезозойской складчатости окраины Азиатского материка и развивавшейся кайнозойской Курило-Камчатской геосинклинали. Во-вторых, двухъярусное строение Охотского пояса с нижним структурным ярусом из интенсивно дислоцированных геосинклинальных осадочно-вулканогенных толщ и верхним структурным ярусом, представленным слабо дислоцированными вулканическими (вулкано-плутоническими формациями). Верхний структурный ярус Охотского пояса Е. К. Устиев разделил на три несогласно залегающие друг на друге подъяруса, отвечающим трем этапам развития вулканического пояса: нижнемеловой подъярус, образованный сложной андезит-гранодиоритовой и липарит-гранитной вулкано-плутонической формацией; верхнемеловой подъярус, представленный кислой, существенно игнимбритово-гранитной вулкано-плутонической формацией, и третичный подъярус, состоящий из покровов и силлов базальтов и андезито-базальтов.

Е. К. Устиев рассмотрел также строение и других звеньев Восточно-Азиатского вулканического пояса — Сихотэ-Алинского и Чукотского, подчеркнув общие закономерности в развитии их магматизма.

Следующим шагом в систематике вулканических поясов явилось выделение в пределах Тихоокеанского подвижного пояса трех типов вулканогенов — материковых, окраинно-материковых и островных (Иициксон, Красный, 1959; Иициксон, Красный, Матвеенко, 1965). Все типы вулканогенов рассматриваются авторами, как более или менее сходные по условиям образования наложенные структуры, связанные с мезо-кайнозойской активизацией. Различия в характере магматизма и металлогении вулканогенов определяются типом земной коры, на которой происходило заложение и развитие структур (рис. XVIII—1, табл. XVIII—1).

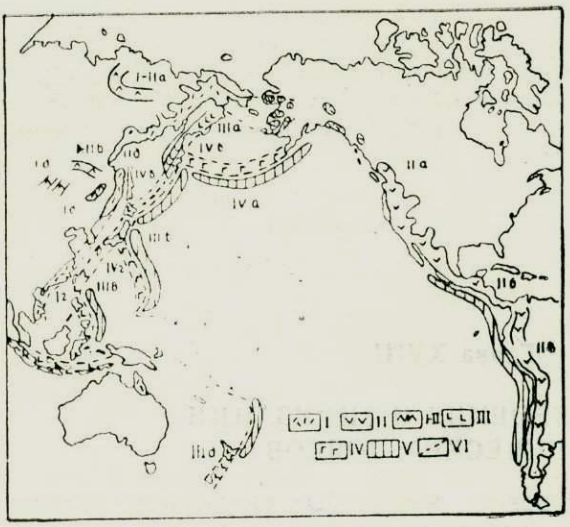


**Рис. XVIII—1. Схема размещения вулканогенных поясов и зон Тихоокеанского кольца** (по Ициксону, и др., 1965).
I — Восточно-Азиатский пояс, II — Западно-Американский пояс, III — пояса дуг 1-го типа, IV — пояса дуг 2-го типа, I—II — материковые зоны, V — океанические рвы, VI — андезитовая линия (название поясов и зон, см. на табл. XVIII—1).

Внутриматериковые вулканогены развиваются на материковой земной коре. К ним авторы относят целый ряд внутриконтинентальных вулканических поясов допалеозойского, палеозойского и мезозойского возраста (Уянди-но-Ясачинский, Забайкальский, Огоджинско-Умлеканский, Хинганo-Баджальский, Западно-Сихотэ-Алинский и др.). Они характеризуются существенно липаритовым магматизмом и металлогенией, типичной для внешней части Тихоокеанского подвижного пояса (С. С. Смирнов, 1946).

Окраинно-материковые вулканогены развиваются либо на материковой коре в области ее постепенного, через промежуточную, перехода к океанической (Восточно-Азиатский вулканический пояс), либо на материковой коре с контрастным переходом к океанической коре (Западно-Американский пояс).

Для этих поясов характерен сложный состав магматических продуктов, отражающий особенности магматизма и металлогении как внешних, так и внутренних зон подвижного пояса.

Вулканические пояса островных дуг развиваются на коре переходного типа либо на океанической коре. Среди них выделяются два типа: 1-й тип вулканических дуг — с геосинклинальной предысторией (Корякско-Камчатская, Японская, Филиппинская, Индонезийская дуги) и 2-й тип вулканических дуг — без геосинклинальной предыстории (Алеутская, Курильская, Марианская).

Иные взгляды на природу вулканических поясов были высказаны А. А. Богдановым (1959). Выделенный им в качестве одного из главных структурных элементов Центрального Казахстана девонский вулканический пояс образовался, по мнению этого автора, в связи с начальными этапами геосинклинального процесса. Этот пояс представляет наложенную структуру, возникшую на границе каледонской складчатости и начавшей свое развитие герцинской геосинклинали. Вулканическая деятельность в пределах пояса контролировалась глубинными разломами, обеспечившими высокую проницаемость земной коры.

А. А. Богданов проводит аналогию между девонским вулканическим поясом Центрального Казахстана и Восточно-Азиатским вулканическим поясом. Обе эти структуры, по его мнению, связаны с начальными этапами развития геосинклиналей и срезают структурные элементы более древней складчатости. Вулканические пояса по А. А. Богданову являются одной из разновидностей краевых прогибов — протяженных зон дизъюнктивных дислокаций, возникающих на границе платформ и складчатых геосинклинальных областей (Богданов, Муратов, Хаин, 1963).

Отличную точку зрения на структурное положение и природу девонского вулканического пояса Центрального Казахстана и вулканических

Таблица XVIII—1

**Схема классификации вулканических поясов * (вулканогенов) по М. И. Ициксону, Л. И. Красному, В. Т. Матвеенко, 1963 г.**

| Пояса, развивающиеся на коре континентального типа | | Пояса, развивающиеся на гетерогенной (мозаичной) коре переходного типа, отчасти на океанической (вулканогены островных дуг) | |
|---|---|---|---|
| Зона перехода от континентальной коры к океанической, через промежуточную зону с гетерогенной корой | Пояса контрастного перехода от континентальной коры к океанической | Пояса, связанные с развитием дуг 1-го типа (с геосинклинальной предысторией) | Пояса, связанные с развитием дуг 2-го типа (без геосинкл. предыстор.) |
| I | II | III | IV |
| Восточно-Азиатский пояс (вулканоген)<br>а) Охотско - Чукотское звено<br>б) Восточно - Сихотэ-Алинское<br>в) Пусанское звено<br>д) Восточно-Вьетнамское звено | Западно-Американский пояс (вулканоген)<br>а) Северо-Американское звено<br>б) Центрально-Американское звено<br>в) Южно-Американское звено | а) Карякско-Камчатский.<br>б) Японский<br>в) Филиппинский<br>г) Индонезийский<br>д) Новозеландский | а) Алеутский<br>б) Восточно-Камчатский<br>в) Курильский<br>г) Марианский |
| I—II<br>Материковые вулканогенные зоны<br>а) Уяндинско - Ясачинская<br>б) Хингано - Баджальская<br>в) Умлекано - Огоджинская<br>г) Западно-Сихотэ-Алинская<br>д) Забайкальская | | | |

* Все звенья поясов и зон см. на рис. XVIII—1.

поясов вообще высказывает Н. Г. Маркова (1964). По ее представлениям девонский пояс образовался на заключительных этапах развития каледонской геосинклинали и является унаследованной, а не наложенной структурой, повторяющей структурный план каледонской геосинклинали. Маркова выделяет в Центральном Казахстане три вулканических пояса: раннекаледонский (силурийский), позднекаледонский (девонский) и герцинский (верхнепалеозойский). Все вулканические пояса, по мнению Н. Г. Марковой, выполняют крупные унаследованные прогибы, усложненные системами региональных разломов, возни-

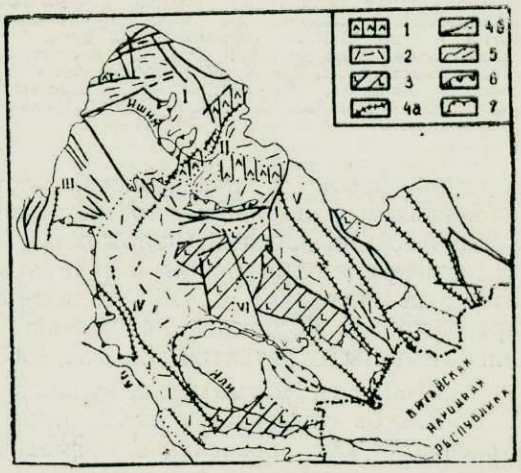



**Рис. XVIII—2. Вулканические пояса Центрального Казахстана** (по Н. Г. Марковой, 1964).
Области развития вулкано-плутонических формаций: **1** — силура, **2** — девона, **3** — верхнего палеозоя, **4** — разломы: а) глубинные, б) прочие, **5** — линии простираний. Внутренние впадины, выполненные отложениями: **6** — палеозоя, **7** — мезо-кайнозоя. Поднятия (цифры на схеме): **I** — Кокчетавское, **II** — Ерментавское, **III** — Улутауское, **IV** — Чу-Илийское, — Чингизское, **VI** — Балхашское.

кающих на заключительных стадиях развития геосинклинали (рис. XVIII—2).

Маркова предлагает выделить два типа вулканических поясов: внутриконтинентальные краевые вулканические пояса, возникающие на заключительных этапах развития геосинклиналей как унаследованные структуры, и окраинно-материковые вулканические пояса, возникающие в посторогенный этап в связи с процессами активизации как структуры наложенные. Ко второму типу Маркова относит Восточно-Азиатский вулканический пояс, не имеющий аналогов среди вулканических поясов Земли.

Большое значение для понимания закономерностей развития и типизации вулканических поясов имеют работы Г. М. Власова (1963 а, б, 1966). Этот автор выделил на восточной окраине Азиатского материка три типа вулканических зон: восточно-камчатский тип (внешние складчатые дуги), центрально-камчатский тип (внутренние вулканические дуги) и восточно-сихотэ-алинский тип (окраинные вулканические пояса). Первые два типа Г. М. Власов связывает с развитием мезозойской и кайнозойской геосинклинальных систем, а третий тип рассматривает, как наложенную внегеосинклинальную структуру (рис. XVIII—3).

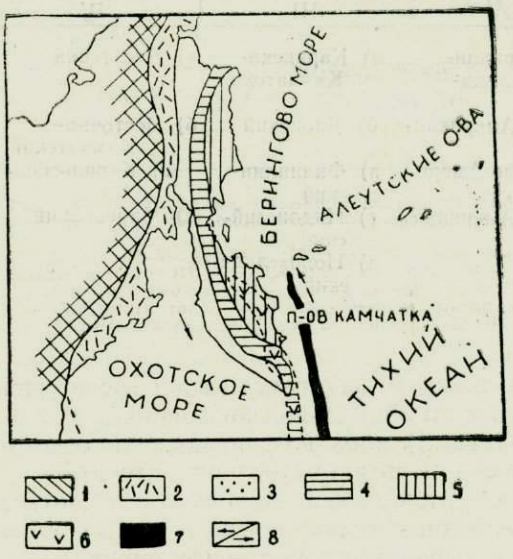



**Рис. XVII—3. Схема расположения периферических вулканических зон в северной части Прихотских складчатых областей** (по Г. М. Власову, 1963).

**1** — мезозойская складчатая область, **2** — Восточно-Азиатский вулканический пояс, **3** — тыловой прогиб, **4** — внутренняя вулканическая дуга, **5** — вулканическая зона внешней дуги, **6** — Восточный вулканический пояс, **7** — Курило-Камчатская океаническая впадина, **8** — направление развития: а) молодой складчатой области, б) Курило-Камчатской океанической впадины.

Наряду с окраинными или периферическими вулканическими зонами Г. М. Власов выделяет внутренние вулканические зоны, развивающиеся вдоль глубинных разломов, разделяющих крупные структурные элементы мезозойской и палеозойской складчатости. По структурному положению и фациальному составу одни из них сходны с окраинными вулканическими поясами (наложенный характер, кислые эффузивно-пирокластические образования и субвулканические комагматические гранитоидные интрузии), другие, характеризующиеся развитием спилито-кератофировой формации, напоминают внешне складчатые дуги в начальные этапы их развития (Власов, 1963).

Особенности магматизма вулканических поясов различного типа Г. М. Власов связывает с различиями в строении земной коры. Этим объясняется как раскисление магматических продуктов по мере удаления от Тихого океана, так и изменение характера цикличности магматических процессов в различных поясах.

Е. А. Радкевич (1965) выделяет на востоке Азии 2 типа вулканических поясов, отличающихся по структурному положению, магматизму и металлогении. Притихоокеанский тип наложенных поясов характеризуется несогласным положением по отношению к складчатому фундаменту. Для него типичен кислый состав вулканических продуктов. С ко-

магматичными интрузиями гранитоидов связаны месторождения олова, свинца, цинка, отчасти молибдена и золота.

Монголо-Охотский тип строго следует плану складчатого фундамента, и, таким образом, относится к унаследованным структурам. Для такого типа характерны вулканиты среднего состава и комагматичные им гранитоиды повышенный основности. С последними связаны месторождения золота, отчасти ртути, сурьмы и молибдена.

П. М. Хренов и Ю. В. Комаров (1968) в обобщающей работе, посвященной структурному положению и типизации вулканических поясов, выделяет два типа этих структур: геосинклинальные вулканические пояса, связанные с нормальным развитием геосинклинальных зон, и негеосинклинальные пояса, причинно не связанные с развитием геосинклиналей (рис. XVIII—4). Геосинклинальные пояса представляют собой унаследованные структуры, возникающие на заключительных этапах развития геосинклиналей. К ним относят вулканические пояса островных дуг (Камчатка, Курилы, Япония), Анды и Кордильеры Америки, складчатые сооружения Малого Кавказа. Внегеосинклинальные пояса относятся авторами к наложенным структурам, приуроченным к зонам глубинных разломов, возникающим в результате активизации на границах различных структурных элементов земной коры. Среди внегеосинклинальных поясов авторы выделяют внутриматериковые и окраинно-материковые структуры, между которыми они не делают принципиальных различий.

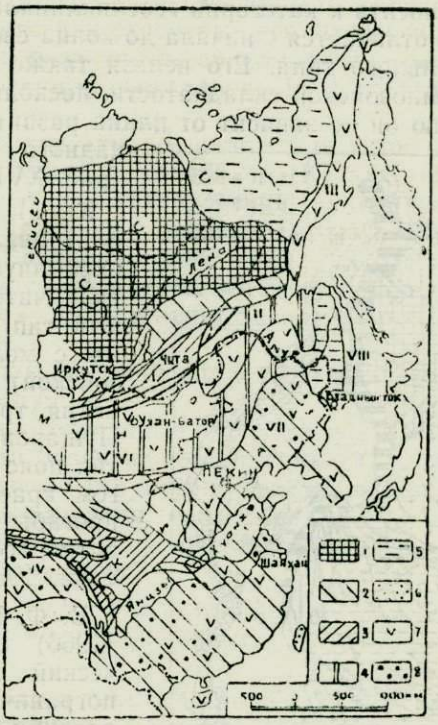



**Рис. XVIII—4. Схема эпигоналей Восточной Азии** (по Ю. В. Комарову и П. М. Хренову, 1964).
**1** — Сибирская платформа, **2** — области синийской и байкальской складчатости, **3** — каледонские складчатые области, **4** — герцинские складчатые области, **5** — мезозойские геосинклинали, **6** — кайнозойские геосинклнали, **7** — районы с интенсивным проявлением эпигонального эффузивного и интрузивного магматизма, **8** — районы с преимущественным накоплением терригенных эпигональных отложений. Эпигонали (обозначены цифрами на схеме): **I** — Западно-Забайкальская, **II** — Забайкальско-Амурская, **III** — Охотский вулканический пояс (Охотская эпигональ). **IV** — Тибетская, **V** — Китайская Северо-Восточная, **VI** — Восточно-Монгольская, **VII** — Китайская Юго-Восточная, **VIII** — Сихотэ-Алинский вулканический пояс (Приморская эпигональ).

К внутриматериковым вулканическим поясам авторы относят целый ряд структур Азиатского материка от протерозойского Прибайкальского вулканического пояса до мезозойских поясов и провинций Тихоокеанского подвижного пояса. Все внегеосинклинальные пояса авторы рассматривают как особый структурный элемент коры, представляющий одну из разновидностей выделенных ими ранее эпигоналей (Хренов, Комаров, 1964).

Г. М. Фремд (1963, 1965) выделил Джунгарский верхнепалеозойский вулканический пояс, как полукольцевую компенсационную структуру, возникшую в результате тектонической активизации на границе каледонской и герцинской консолидированных областей. Этот же автор отметил возможность сопоставления Джунгарского вулканического поя-

са с Восточно-Азиатским и другими пограничными структурами Тихоокеанского сектора.

Ряд исследователей (Нагибина, 1964, 1966; Маркова, 1964; Пущаровский, 1960 и др.) при типизации вулканических поясов выделяют Восточно-Азиатский вулканический пояс как особый тип наложенной эпигеосинклинальной и эпиплатформенной краевой структуры Азиатского континента, не имеющей прямых аналогов среди других вулканических структур. По мнению М. С. Нагибиной (1966), этот пояс нельзя относить к категории геосинклинальных образований, поскольку он резко отличается с начала до конца своего развития от структур геосинклинального типа. Его нельзя также рассматривать как окраинный пояс кайнозойской складчатости, поскольку по своему структурному положению он не зависит от плана развития кайнозойских геосинклиналей западного побережья Тихого океана (рис. XVIII—5).

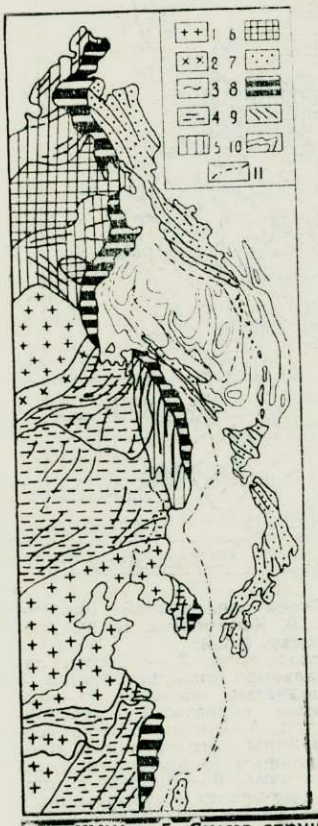



**Рис. XVIII — 5. Схема структурного положения Восточно-Азиатского вулканического пояса** (по М. С. Нагибиной, 1964):
**1** — древние платформы, **2** — области протерозойской складчатости Станового хребта, **3** — области байкальской складчатости, **4** — области палеозойской складчатости, **5** — области мезозойской складчатости, **6** — срединные массивы в областях мезозойской складчатости, **7** — области камчатской складчатости, **8** — Восточно-Азиатский вулканический пояс. **9** — простирания геосинклинальных складчатых структур. **10** — изогипсы осадочных толщ. **11** — границы эпимезозойских или более древних плит, опущенных под воды окраинных морей.

Ю. М. Пущаровский (1960) также рассматривает Охотско-Чукотский пояс, «как окраинную структуру области камчатской складчатости, выражающую собой своеобразный тип сочленения геосинклинальной системы с молодой (в данном случае — эпимезозойской) платформой на ранних этапах развития третичного геосинклинального цикла». Пущаровский считает, что по времени развития пояс «ни в коей мере не является аналогом краевых прогибов.., поскольку краевые прогибы возникают в последнюю стадию развития геосинклинальных систем» (Пущаровский, 1960, стр. 58).

В. Ф. Белый, С. М. Тильман, Н. А. Шило (1966) относят Охотско-Чукотский вулканический пояс к особой (новой) категории пограничных структур, развивающихся на поздних этапах развития Корякско-Камчатской геосинклинали. По своему тектоническому положению и по особенностям внутреннего строения эти структуры, по представлению авторов работы, должны рассматриваться, как краевые прогибы.

Для более всестороннего освещения рассматриваемого вопроса интересно привести также взгляды Д. С. Харкевича (1968). Этот исследователь полагает, что вулканические пояса, включая крупнейший Восточно-Азиатский пояс, не являются самостоятельными структурными элементами земной коры. Они относятся к зонам постинверсионного магматизма складчатых геосинклинальных систем (в частности восточно-азиатских пацифид), связанного с разрывными нарушениями продольного, поперечного и диагонального по отношению к складчатости направлений. В ряде случаев эти разрывы выходят далеко за пределы складчатости в соседние жесткие структуры, где проявляются, таким образом, как гранитоидный плутонизм, так и андезитовый и липаритовый вулканизм.

Даже краткий, приведенный выше обзор литературы, свидетельствует о многообразии взглядов и представлений как на природу отдельных вулканических поясов, так и на типизацию поясов в целом. В этом отношении особенно показательны два примера. Первый из них касается Восточно-Азиатского пояса. Большинством исследователей (Устиев, Ициксон, Красный, Нагибина, Власов, Хренов, Шаталов и др.) этот пояс рассматривается как наложенная негеосинклинальная структура, связанная с процессами мезо-кайнозойской активизации Азиатского материка. Вместе с тем, согласно другим представлениям, Восточно-Азиатский вулканический пояс или отдельные его звенья возникли в связи с различными этапами развития геосинклиналей — ранними (Пущаровский, 1960) либо поздними (Богданов, 1959, Белый, 1966).

Еще более отличаются взгляды на структурное положение и происхождение девонского вулканического пояса Центрального Казахстана. Здесь высказываются, по крайней мере, три точки зрения: вулканический пояс — наложенная структура, связанная с ранней стадией развития геосинклинали (Богданов, 1959); вулканический пояс — унаследованная структура, связанная с поздней стадией развития геосинклинали (Маркова, 1964); вулканический пояс — негеосинклинальная наложенная структура (Хренов, Комаров, 1968).

Таким образом, различные взгляды на типизацию вулканических поясов могут быть сведены к следующему:

1. Вулканические пояса — это унаследованные структуры, связанные с ранними либо поздними стадиями развития геосинклиналей.

2. Вулканические пояса — наложенные структуры, связанные либо с ранними, либо с поздними стадиями развития геосинклиналей.

3. Вулканические пояса — наложенные негеосинклинальные структуры, связанные с послеорогенной активизацией.

4. Вулканические пояса в одних случаях геосинклинальные унаследованные структуры, в других — негеосинклинальные, наложенные структуры.

Расхождение во взглядах на природу и типы вулканических поясов, естественно, сильно затрудняет эффективное изучение этих структур и является тормозом на пути решения как частных, так и общих вопросов геологии, магматизма и металлогении.

Вместе с тем, представляется, что многие противоречия во взглядах можно было бы устранить при более широком геолого-историческом подходе. В этом случае развитие вулканических поясов следовало бы рассматривать, как длительный геологический процесс с достаточно четко обособленными этапами развития — ранним, средним и поздним.

Если можно считать доказанным, что формирование ряда наложенных вулканических поясов происходило за сравнительно короткий отрезок геологического времени, соответствующий посторогенной (платформенной) стадии развития земной коры (в связи с активизацией глубинных разломов), то также несомненно и то, что развитие многих унаследованных вулканических поясов захватывало значительно большие отрезки геологического времени, отвечающие продолжительности всего геосинклинального процесса, начиная от его ранней стадии и заканчивая поздней — орогенной стадией.

Наконец, имеется большая группа вулканических поясов, развитие которых захватывало особенно продолжительные отрезки геологического времени от раннегеосинклинальных этапов до посторогенных (платформенных) этапов, связанных уже с активизацией глубинных разломов. В развитии этих поясов следует выделить по меньшей мере

3 этапа: раннегеосинклинальный с инициальным симатическим магматизмом, позднегеосинклинальный (орогенный) с субсеквентным сиалическим магматизмом и посторогенный этап с сиалически-симатическим магматизмом. Для поясов 3-го типа характерно изменение в процессе их развития структурного плана на границе орогенного и посторогенного этапов.

Намеченные типы вулканических поясов могут быть сведены в следующую таблицу (см. табл. XVIII—2).

Таблица XVIII—2

**Типы вулканических поясов**

| Признаки | Типы вулканических поясов | | |
|---|---|---|---|
| | Унаследованные (геосинклинальные) | Наложенные (негеосинклинальные) | Унаследованно-наложенные (геосинклинально-посторогенные), с изменением структурного плана |
| Время и этапы формирования | В период развития геосинклинали | Посторогенный период, в связи с активизацией глубинных разломов | Начальные этапы соответствуют собственно геосинклинальному и орогенному периодам развития геосинклинали. Поздний этап существенно наложенный, связан с активизацией глубинных разломов |
| Магматизм | Инициальный симатический (офиолитовый) для ранних этапов. Синорогенный сиалический для поздних этапов (слабо выражен) | Смешанный симатически-сиалический (андезито-липаритовый), в конце симатический (базальтовый) | От инициального симатического до субсеквентного симатически-сиалического и конечного симатического (базальтового) |
| Тип земной коры | Материковая | Материковая, граница материковой и переходной, либо переходной и океанической | Материковая, граница материковой и переходной |
| Примеры | Центрально-Камчатский | Западно-Американский, Восточно-Камчатский, Восточно-Азиатский, Джунгарский | Центрально - Казахстанский, Западно-Сихотэ-Алинский |

Как видно из таблицы, в качестве основного критерия (классификационного признака) предлагаемой схемы принята тектоническая позиция вулканического пояса, определяемая взаимоотношением структуры фундамента (нижнего структурного этажа) со структурой собственно вулканогена (верхнего структурного этажа), — позиция в одних случаях унаследованная, в других — наложенная. Этот классификационный критерий (признак) представляется одним из наиболее объективных, поскольку он опирается на данные геологического картирования и легко может быть уточнен в результате непосредственных полевых наблюдений либо просмотра геологических материалов. Вместе с тем, этот классификационный признак хорошо увязывается с другими классификационными признаками, определяющими особенности данных структур.

Следующие классификационные признаки — время, этапы формирования и магматизм, отражают автономную связь магматизма с тек-

тоникой. Каждая из трех выделенных групп магматических поясов в этом отношении отличается отчетливо выраженной индивидуальностью.

Первая группа — унаследованные вулканические пояса — возникает и формируется на различных (от раннего до позднего) этапах развития геосинклиналей.

Вулканические пояса, возникающие на ранних этапах развития геосинклиналей, характеризуются хорошо известными спилитовыми (диабазовыми) или спилито-кератофировыми и сопутствующими им кремнисто-яшмовыми образованиями, стратиграфическая и тектоническая позиция которых в настоящее время отличается полной определенностью (Ю. Кузнецов, 1964).

В унаследованных поясах, возникающих на поздних (инверсионных и постинверсионных) этапах развития геосинклиналей, проявляется синорогенный сиалический магматизм, выражающийся в развитии липарито-игнимбритовых формаций с сопутствующими субвулканическими гранитными интрузиями.

При формировании вулканических поясов на протяжении всего геосинклинального процесса возникают сложные многоярусные структуры, в развитии которых в наиболее общем случае выделяется два этапа — ранний и поздний, которым соответствуют уже отмеченные ранее инициальные и субсеквентные магматические формации.

Вторая группа — наложенные вулканические пояса — формируется в посторогенный этап в связи с активизацией глубинных разломов, возникающих на стыке разновозрастных тектонических структур, нередко испытывающих движения различных знаков. В процессе развития поясов фундамент под тяжестью многокилометровых толщ вулканитов прогибается (дифференцированные движения отдельных блоков), в результате чего возникают наложенные компенсационные прогибы, заполненные вулканогенными образованиями с характерными пологими брахиформенными складками с общим структурным планом, резко отличающимся от структурного плана подстилающих геосинклинальных толщ.

Для магматизма поясов этого типа особенно характерна близкоодновременная деятельность разноглубинных магматических очагов, находящихся на разных стадиях дифференциации и связанных как с различными зонами земной коры (симатической и сиалической), так и с астеносферой. Магматизм в начальные и средние этапы развития поясов этого типа характеризуется смешанным составом продуктов, среди которых в равной степени представлены средние и кислые лавы и пирокласты. На поздних этапах развития, по мере увеличения жесткости структур и проникновения разломов на все большие глубины, начинает преобладать базальтовый магматизм (плато-базальты).

Третья группа — смешанные геосинклинально-посторогенные вулканические пояса — начинает свое развитие либо на ранних, либо на поздних этапах геосинклинального процесса, а заканчивает его в посторогенный (послегеосинклинальный) этап. На границе позднегеосинклинального (орогенного) и посторогенного этапов, как правило, происходит изменение структурного плана, обусловленное процессами активизации глубинных разломов. Структуры нового направления, связанные с активизированными глубинными разломами срезают складчатость прежнего структурного плана. Для ранних и средних этапов развития этих сложных вулканических поясов (вплоть до изменения структурного плана) характерно проявление инициального (спилито-кератофировая формация) и субсеквентного (порфировая формация) магматизма. Поздний этап (посторогенный) характеризуется сложным андезито-липаритовым магматизмом.

Тип земной коры является также важным, но не ведущим классификационным признаком. Группа унаследованных вулканических поясов, как правило, развивается на материковой коре с мощным осадочно-метаморфическим слоем. В то же время наложенные негеосинклинальные пояса развиваются на земной коре самого различного типа — на материковой, на границах материковой и переходной или переходной и океанической.

Как известно, многие исследователи (Красный, Иициксон, Нагибина, Власов, Хренов, Шаталов и др.) отмечают прямую зависимость характера магматизма и металлогении вулканических поясов от типа земной коры. Для островных вулканических поясов, развивающихся на океанической или переходной (гетерогенной) коре, по представлениям этих ученых, типичен андезитовый и андезито-базальтовый магматизм.

Для окраинно-материковых вулканических поясов (Восточно-Азиатский вулканический пояс), развивающихся на материковой коре в области ее постепенного перехода к гетерогенной коре (Устиев, Нагибина, Красный и др.), либо непосредственно на гетерогенной коре (Иициксон, 1965), характерен сложный состав магматических продуктов, занимающих среднее положение между вулканитами андезитовой и риолитовой линии. Для внутриматериковых поясов, развивающихся на мощной континентальной коре, продукты вулканической деятельности отличаются существенно липаритовым составом.

Вместе с тем, необходимо отметить, что при более широких сопоставлениях зависимость между характером магматизма и типом земной коры не выглядит столь убедительно. Достаточно отметить, что, например, вулканические пояса Тихоокеанского кольца, с одной стороны, и вулканические пояса внутренних частей Азии, с другой, при резком отличии типов земной коры характеризуются однотипным, идентичным по составу продуктов и формам проявления магматизмом.

Таким образом, имеются серьезные основания для предположения о том, что ведущая роль в развитии магматизма вулканических поясов, принадлежит процессам, происходящим ниже земной коры, скорее всего в астеносфере.

Сравнительный анализ структурной позиции и особенностей магматизма на основе предлагаемой схемы типизации вулканических поясов позволяет с достаточным основанием отнести к группе наложенных негеосинклинальных структур Южно-Джунгарский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса. Основные их особенности сведены в таблице (табл. XVIII — 3). Из анализа этой таблицы видны главные черты сходства и различия между поясами. К чертам сходства, в частности, относятся:

1. Наложенный характер поясов. Их возникновение в позднеорогенный этап в связи с активизацией глубинных разломов на границе разновозрастных консолидированных структур.

2. Смешанный, андезито-липаритовый магматизм, обусловленный близко-одновременной деятельностью очагов андезито-базальтовой и липаритовой магмы. Комагматический характер интрузивных и эффузивных пород. Повышение на заключительных этапах развития роли андезито-базальтов (в связи с увеличением жесткости структуры).

3. Сходная структурная позиция — приуроченность поясов к узким компенсационным прогибам, возникающим при погружениях блоков фундамента.

Из существенных различий при сравнении Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов можно указать на следующие:

1. Различный тип земной коры — континентальный для Южно-Джунгарского пояса и переходной — для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

Таблица XVIII—3

**Сравнительная характеристика Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов**

| Признаки | Южно-Джунгарский пояс | Восточно-Сихотэ-Алинский пояс |
|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 |
| Этапы формирования | Позднеорогенный в связи с активизацией глубинных разломов на границе каледонской и герцинской консолидированных структур | Позднеорогенный в связи с активизацией глубинных разломов на границе мезозойской и кайнозойской консолидированных структур. |
| Строение, структурная позиция | Компенсационный прогиб. Нижний структурный ярус— интенсивно смятые геосинклинальные толщи докембрийского-нижнепалеозойского возраста. Верхний структурный ярус— слабодислоцированные верхнепалеозойские вулканогенные образования | Компенсационный прогиб. Нижний структурный ярус— интенсивно смятые геосинклинальные верхнепалеозойские — нижнемезозойские толщи. Верхний структурный ярус— слабодислоцированные верхнемеловые — третичные вулканогенные образования |
| Тип земной коры | Материковый тип | Граница материкового и промежуточного типов |
| Характер тектонических движений в период формирования пояса | Блоковые движения, связанные с воздыманием Джунгарского свода. Верхнепалеозойская активизация глубинных разломов | Блоковые движения, связанные с развитием Сихотэ-Алинского мезо-кайнозойского свода. Активизация глубинных разломов в сенон-датское время |
| Характер магматизма | Смешанный симатически-сиалический, в конце — симатический (выражен не четко) | Смешанный симатически-сиалический в конце — симатический (выражен четко). |
| Вулкано-плутонические комплексы | Верхнекаменноугольный — андезито-липаритовый. Нижнепермский — андезито-липаритовый Верхнепермский — существенно липаритовый Нижнетриасовый — липарито-андезитовый | Сеноман-туронский — липарито-андезитовый. Сенонский — андезито-липаритовый. Датский — липарито-андезитовый Палеогеновый — андезито-липаритовый. Неогеновый — существенно андезито-базальтовый. |
| Типы палеовулканических структур | Андезитовые стратовулканы. Липаритовые стратовулканы. Смешанные андезито-липаритовые вулканы. Вулкано - тектонические структуры (депрессии и кальдеры оседания) | Андезитовые стратовулканы. Липаритовые стратовулканы. Смешанные андезито-липаритовые вулканы. Вулкано - тектонические структуры (депрессии и кальдеры оседания). |
| Продукты поствулканической деятельности | Низкотемпературные вторичные кварциты и пропилиты | То же самое |
| Особенности металлогении | Низкотемпературные золото-серебряные месторождения, среднетемпературные медные, полиметаллические, флюоритовые месторождения | Низкотемпературные золото-серебряные месторождения, среднетемпературные оловянные, вольфрамовые, полиметаллические, флюоритовые месторождения |

2. Более контрастная смена магматических комплексов с преобладающим основным или кислым магматизмом в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе по сравнению с Южно-Джунгарским поясом.

3. Лучшая сохранность палеовулканов и вулкано-тектонических структур в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе по сравнению с Южно-Джунгарским.

4. Широкое развитие в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе оловянного оруденения.

## Выводы

Проделанная работа по сравнительному изучению палеовулканологии Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов позволяет сделать следующие обобщения и выводы о закономерностях развития вулканизма в орогенных поясах.

1. Орогенные вулканические пояса являются планетарными наложенными структурами, возникающими на границах разновозрастных консолидаций в связи с тектонической активизацией.

2. Для орогенных вулканических поясов типично сложное внутреннее строение и резкая фациальная изменчивость вулканогенных толщ. В их составе широко представлены разнообразные породы андезито-базальтового и липаритового состава, в том числе такие специфические образования как игнимбриты, игнеспумиты, эксплозивные брекчии, а также вулканогенно-молассовые (лахаровые) образования.

3. В пределах орогенных вулканических поясов широким развитием пользуются различные типы палеовулканов и вулкано-тектонических структур. Анализ палеовулканологической деятельности с позиций актуализма позволяет рассматривать эти структуры как центры, участвовавшие в формировании верхних горизонтов литосферы. Выяснение соотношений между этими структурами и их интеграция позволяют воссоздать историю вулканической деятельности в рамках отдельных геологических эпох.

4. Для орогенных поясов характерна близкоодновременная деятельность магматических очагов различного состава. С очагами андезитовой магмы связаны эксплозии центральных вулканов, создавших мощные стратифицированные толщи с высоким коэффициентом эксплозивности. Магматические (частично анатектические) очаги липаритовой магмы питали трещинные вулканы, либо цепи центральных вулканов, вытянутые вдоль глубинных разломов. С их деятельностью связано образование игнимбритов и игнеспумитов. Очаги третьего типа, расположенные, вероятно, в верхних частях мантии, питали щитовые вулканы, сохранившиеся только в виде андезито-базальтовых покровов, силлов и даек.

5. На основании структурно-геологических, минералого-петрографических и петрохимических данных устанавливается комагматичность вулканических и плутонических образований. Интрузивные массивы являются в ряде случаев размытыми периферическими очагами, давшими начало грандиозным посторогенным эксплозиям.

6. Типичные для орогенных вулканических поясов низкотемпературные фации оруденелых гидротермально измененных пород, пространственно и генетически связанных с палеовулканами и контролирующими их структурами, свидетельствуют о важной роли вулканических и поствулканических процессов в формировании метасоматитов и некоторых определенных типов рудных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА


**Абих Г. В.** Геология Армянского нагорья. Зап. Кав. отд. русск. геогр. об-ва, 1899.

**Абдуллаев Р. Н.** Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.

**Абдуллаев Р. Н.** Некоторые петрологические особенности мезозойского магматизма Малого Кавказа. Тр. Института геологии АН Азерб. ССР, посвящ. XXII сессии Международн. геол. конгресса, 1964.

**Авдеев А. В.** О кольцевых структурах магматических комплексов. Сов. геология, № 10, 1965.

**Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И.** и др. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану (по сейсмическим данным). Геол. и металлоген. Сов. сектора Тихоокеан. рудн. пояса, 1963.

**Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л.** и другие. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. Тр. II Всесоюзн. вулкан. совещ. т. III. Изд-во «Наука», 1966.

**Азбель К. А.** Новые данные по стратиграфии пермских отложений юго-западных склонов Джунгарского Алатау. Известия АН КазССР, вып. 4, 1961.

**Александрова М. И., Пупышев Н. А.** Основные вопросы стратиграфии девона и карбона южных районов Центрального Казахстана. Сов. геология, сб. 52, 1956.

**Апрелков С. Е.** Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка). Труды лаборат. вулканологии, вып. 20, 1961.

**Апродов В. А.** Связь вулканизма Курило-Камчатской островной дуги с ее новейшими структурами. Труды II Всесоюзн. вулканолог. совещания. Изд. «Наука», 1966.

**Афанасьев Г. Д., Коптев-Дворников В. С., Фаворская М. А.** и др. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Забайкалья и Приморья. Госгеолиздат, 1960.

**Афанасьев Г. Д.** Магматические комплексы и геологическое картирование. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1953.

**Афоничев Н. А.** Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. Сб. «Основные идеи Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, 1960.

**Афоничев Н. А.** Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (ранний палеозой, силур, девон). Сов. геология № 2, изд-во «Недра», 1967.

**Афоничев Н. А.** Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (ранний карбон — первая половина среднего карбона). Сов. геолог., № 3, изд-во «Недра», 1967.

**Бабкин П. В., Сидоров А. А.,** Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Доклады АН СССР, сер. геолог., том 183, № 4, 1968.

**Бакиров С. Б., Кораблев Б. К.** Нижнекаменноугольные отложения юго-западных отрогов Кетменского хребта. Известия высших учебных заведений, геология и разведка, № 7, 1962.

**Барбот де Марни А. В.** Колыбташ из юго-западных склонов Джунгарского Алатау. Изв. АН Каз. ССР, серия геологическая, вып. 11, 1948.

**Баскина В. А.** Палеогеновые андезитовые вулканы в бассейне реки Тетюхе (Приморье). Труды лабор. палеовул., вып. 3, 1964, Алма-Ата.

**Баскина В. А.** Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулкано-плутонических формаций. Изд-во «Наука», 1965.

**Бачалдин В. И., Твалчрелидзе Г. А.** Некоторые закономерности формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах (на примере Южной Грузии). Изв. высших учебных заведений, геология и разведка, № 1, 1963.

**Белоусов В. В., Рудич Е. М.** О месте островных дуг в истории развития структуры земли. Сов. геология. № 10, 1960.

**Белый В. Ф.** К вопросу развития Восточно-Азиатского вулканического пояса. Геол. и метал. сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Белый В. Ф.** Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса). Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд. «Наука», 1968.

**Белый В. Ф.** К сравнительной характеристике Охотско-Чукотского и Казахстанского краевых вулканических поясов. Матер. симпоз. по вулк.-плутон. формац. их рудоносности. Алма-Ата, 1966.

**Белый В. Ф., Тильман С. М., Шило Н. А.** Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А.** Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. Геол. и металлоген. сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса, 1963.

**Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А.** Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Тектоника Сов. Дальн. Востока и прилегающих акваторий. Изд-во «Наука», 1968.

**Белянкин Д. С.** О сферолитах в техническом стекле и в некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах. Тр. петрограф. ин-та АН СССР, вып. 4, 1963.

**Белянкин Д. С., Петров В. Н.** Петрография Грузии. Изд. АН СССР, 1945.

**Белянкин Д. С.** К характеристике брекчиевидных и полосчатых лав вулкана Эльбрус. Докл. АН СССР, т. XXI, № 5, 1938.

**Белянкин Д. С.** Магматическая ликвация. Можно ли верить в нее и какие мы имеем к тому основания? Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 5, 1949.

**Белянкин Д. С.** К вопросу о туфолавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 3, 1952.

**Беммелен Р. В.** Геология Индонезии. Изд. иностранной литературы, 1957.

**Беневоленский И. П., Розенблат М. М.** Глубинное строение района Жаман-Сарысуйского антиклинория. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6, 1966.

**Берсенев И. И.** Основные черты тектоники Приморского края. Геол. и металлоген. совет. сект. Тихоокеанск. рудн. пояса, 1963.

**Берсенев И. И., Бурьянова И. З., Касьян Е. В., Лихт Ф. Р.** Туфолавы Южного Сихотэ-Алиня. Тр. лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.

**Беспалов В. Ф.** Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. Вопросы геологии Азии, т. 1, изд. АН СССР, 1954.

**Беспалов В. Ф.** Гидротермально измененные породы Джунгаро-Балхашской геологической провинции (Восточный Казахстан), Советская геология, сб. 51, 1956.

**Беспалов В. Ф.** Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана. Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. II, Алма-Ата, 1960.

**Билибин Ю. А.** Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госторгиздат, 1955.

**Богданов А. А.** Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. XXXIV, вып. 1, 1959.

**Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П.** Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестник Моск. университета, серия IV, Геология, № 5, 1963.

**Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е.** Об основных структурных элементах земной коры. Бюллетень МОИП, отд. геологич., т. XXXVIII, вып. 3, 1963.

**Боголепов К. В.** О двух типах орогенеза. Геология и геофизика, № 8, 1968.

**Богомолов М. А., Кицул В. И.,** Чадский, ультраосновной — щелочной массив на восточной окраине Алданского щита. В кн. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита», изд-во «Наука», 1964.

**Бойд Ф. Р.** Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. Сб. Проблемы палеовулканизма. Изд-во иностр. литерат., 1963.

**Бок И. И.** Перлиты Джунгарского Алатау. Изв. Каз. филиала АН СССР, сер. геологическая, вып. 1, 1940.

**Бок И. И., Дмитриевский В. С.** Перлит Джунгарского Алатау как цементное сырье. Изв. Каз. филиала АН СССР, № 2—3, 1944.

**Болотников А. Ф., Кравченко Н. С., Крутов Н. К.** Формационные особенности позднемезозойского магматизма Баджальского хребта. Материалы XVIII науч. конф. геолог. факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Борукаев Р. А.** Некоторые закономерности металлогении допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геологич., вып. 20, 1955.

**Борукаева М. Р.** Позднегерцинский вулканизм Юго-Западной Джунгарии. Автореферат диссертации, Алма-Ата, 1968.

**Борсук Б. И.** Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. Сб. памяти Н. Г. Кассина, АН КазССР, 1960.

**Борсук А. М., Масуренков Ю. П.** Об эксплозивных формах интрузивного процесса Изв. АН СССР, сер. геолог., № 4, 1964.

**Боуэн Н. Л.** Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. Геол. рудных м-ний Зап. штатов США, ОНТИ, 1937.

**Бувалкин А. К., Власов В. И.** Триасовые отложения Южного Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геологическая, вып. 4, 1961.

**Булгатов А. Н., Красильников Б. Н.** Орогенные системы юга Сибири. Геология и геофизика, № 8, 1968.

**Бураго А. И., Рыбалко В. И.** О металлогенической специализации некоторых разломов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Матер. XVIII научн. конференции геологического факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Бураго А. И., Рыбалко В. И., Фремд Г. М.** Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Материалы XVIII научной конференции геологического факультета, ДВПИ, 1968.

**Бурдэ Б. И.** Фациально-стратиграфическое расчленение Хингано-Олонойского вулканогенного комплекса. Материалы XVIII конференции геологического факультета ДВПИ, Владивосток, 1968 г.

**Бурдуков Г. П.** Структура и основные закономерности размещения рудных тел Саякского рудного поля. Изв. АН КазССР, сер. геол., в. 2, 1960.

**Буш В. А.** Тектоника и история развития Джунгарского Алатау. Автореферат диссертации, МГУ, 1963.

**Буш В. А.** Новые данные о строении крупных структурных элементов Джунгарского Алатау. Мат. по геол. и полез. ископ. Южного Казахстана, № 2, (27), 1964.

**Быковская Е. В.** Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР. Труды II вулканологического совещания. Изд. «Наука», 1966.

**Быковская Е. В.** Некоторые третичные эруптивные аппараты Южного Приморья. Информац. сборн., № 8, ВСЕГЕИ, 1959.

**Быковская Е. В., Ротман В. К.** Геологическая позиция игнимбритов различных вулканических зон Дальнего Востока. Труды лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.

**Быковская Е. В., Подгорная Н. С.** Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района. Информац. сборник № 17, ВСЕГЕИ, 1959.

**Быковская Е. В., Потапова З. Н., Соколов Р. П.** История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и кайнозое. Геол. и минералог. сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Быковская Е. В.** Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген. В кн. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд.-во «Недра», 1966.

**Василевский М. М.** Зональность и генезис измененных пород и руд в Центральной Камчатской рудной зоне. Тр. лабор. вулканологии, вып. 19, 1961.

**Василевский М. М.** О критериях глубинности поствулканического гидротермального метаморфизма в Центрально-Камчатской рудной зоне. Изв. АН СССР, № 1, 1962.

**Васильковский Н. П.** Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Тр. СНИИГИМС, 1960, вып. 13.

**Васильковский Н. П.** Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Тр. сессии отд. наук о Земле, Москва, 1968.

**Ветренников В. В., Бабич В. Г., Дудко А. Г., Белоусов Н. И., Ляшенко Ю. С.** Новые данные по геологии бассейна среднего течения р. Аввакумовки и бассейнов рек Сандагоу и Эрдагоу. Тезисы докл. на конф. по результ. работ ЮПЭ за 1966 г. Владивосток, 1967.

**Власов Г. М.** История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР. Труды XX международного геологического конгресса, т. 2, Мексика, 1957.

**Власов Г. М.** Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.

**Власов Г. М., Василевский М. М.** Генезис и взаимоотношение вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта. Тр. I вулканологического совещания, Ереван, 1959.

**Власов Г. М., Василевский М. М.** Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Срединном Камчатском хребте. «Геохимия», № 7, 1961.

**Власов Г. М.** О задачах палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке. Тр. лабор. палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, 1963.

**Власов Г. М.** Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья (Дальний Восток). Тр. лабор. палеовулканологии Каз. ИМС вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Власов Г. М., Василевский М. М.** Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения, изд-во «Недра», 1964.

**Власов Г. М.** О генетических типах вторичных кварцитов и их отношении к рудам. Тр. лаб. палеовулканологии Каз. ИМС, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Власов Г. М.** Типы вулканических зон Тихого океана. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Власов Г. М.** О цикличности вулканических процессов. Сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Изд. «Наука», 1967.

**Власов Г. М., Красный Л. И., Руб М. Г., Фаворская М. А., Шаталов Е. Т. Шталь Н. К.** Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геол. и металлог. сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Влодавец В. И.** Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.

**Влодавец В. И.** О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. Труды лаборатории вулканологии, вып. 14, 1957.

**Влодавец В. И.** Проблема туфолав и игнимбритов. Труды лабор. вулканологии. Вып. 20, 1961.

**Влодавец В. И., Лебедев А. П., Гапеева Г. М.** Задачи палеовулканологических исследований на территории СССР. В кн.: «Проблемы вулканизма» Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1959.

**Влодавец В. И.** О термине «игнимбрит». Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1964.

**Воловикова И. М.** Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эффузивных породах Чаткальского хребта. Труды ин-та геологич. наук АН СССР, вып. 159, 1955.

**Воловикова И. М.** Игнимбриты Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань). Тр. лабор. вулканологии СССР, вып. 14, 1957.

**Волчанская И. К., Сапожникова Е. И.** Метод морфоструктурных исследований некоторых районов Приморья для целей геологического картирования. Матер. XVIII науч. конф. геолог. факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Газизова К. С.** Медное месторождение Коунрад. Госгеолтехиздат, 1957.

**Гапеева Г. М.** Методическое значение петрографического анализа горных пород для интерпретации их геологического положения. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 50, 1961.

**Гапеева Г. М.** Базальты Туюна. Зап. ВМО, часть 81, вып. 3, 1952.

**Гайнанов Л. Г., Смирнов Л. П.** Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Сов. геология, № 3, 1962 г.

**Гельман М. Л.** О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.

Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 41, 1961.

Геофизические исследования в Казахстане. Сборник мат. III республ. геофиз. конференции. Изд-во «Казахстан», Алма-Ата, 1968.

**Гилярова М. А.** Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблемы генеза шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, № 268, вып. 10, 1959.

**Глаголев А. А.** Комбинированные химико-минералогические методы анализа минеральных агрегатов (на примере вторичных кварцитов Центрального Казахстана). Тр. Казахского ин-та минер. сырья, вып. 5, 1961.

**Горностаев Н. Н.** Дифференцированный экструзивный лакколит Кыз-Емчик в горах Семейтау близ г. Семипалатинска. Сб. по геологии Сибири, посвященный юбилею М. А. Усова. Томск, 1933.

**Горшков Г. С.** Направленные вулканические взрывы. Геология и геофизика, № 12, 1963.

**Горшков Г. С.** Спекшиеся туфы кальдеры Заварицкого (о-в Симушир, Курильские острова). Тр. лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.

**Горшков Г. С.** Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Изд-во «Наука», 1967.

**Горячев А. В.** Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. Изд-во «Наука», Москва, 1966.

**Гринберг Г. А., Мокшанцев К. Б.** Магматизм и тектоническое развитие северо-западной части Тихоокеанского пояса. Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Гринев В. К.** Геологические исследования вдоль Туркестано-Сибирской железной дороги от ст. Алма-Ата до ст. Биже в 1928 г. Тр. ВГРО, НКТП, вып. 263, 1933.

**Груздев К. И., Яренский Ю. К.** Геолого-структурные особенности Архарлинского месторождения. Мат. по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана, вып. 2/27, 1964.

**Давыдов М. Н., Дуничев В. М., Табояков А. Я.** Новые данные о неогеновых отложениях южной группы Больших Курильских островов (Уруп, Итуруп, Кунашир). Геология и геофизика, № 12, Изд-во «Наука», 1968.

**Дворцова К. И.** Девонский вулкан центрального типа в Чу-Илийских горах. Тр. лаборат. палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Дворцова К. И.** О девонском интрузивно-вулканическом комплексе в Чу-Илийских горах. ДАН СССР, т. 148, № 1, 1963.

**Дели Р. О.** Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.

**Денисов Е. П.** Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965.

**Дзоценидзе Г. С.** Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГрузССР, 1948.

**Дзоценидзе Г. С.** Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», М-ва, 1965.

**Доломанова Е. И., Кигай В. А., Руб М. Г., Фаворская М. А.** Новые данные о связи оруденения с магматизмом в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Геолог. и металлоген. совет. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Донских В. В., Наковник Н. И., Петрова Е. В.** Новое дюмортьерит-корунд-андалузитовое месторождение в Казахстане. Зап. ВМО, вып. 5, 1959.

**Елисеева О. И.** Об образованиях шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

**Ерофеев Т. Н., Лугов С. Ф.** Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, его металлоносность и вопросы поисков. «Сов. геология», № 10, 1962.

**Жуков П. К., Казанин Ю. И., Каюпов А. К., Мурсалимов Х. И., Пигулевский Н. Шлыгин А. Е.** Основные черты геологии и металлогении Кошсу-Текелийского района Джунгарского Алатау. Изд. АН КазССР, 1962.

**Журавлев Б. Я.** Строение и развитие девонской вулканической области ю.-з. склона Чингизского геоантиклинального поднятия (Центральный Казахстан). Автореферат диссерт., Москва, 1967.

**Журавлев А. В., Севастьянов К. М., Табояков А. Я.** Некоторые вопросы истории геологического развития акватории Охотского моря. «Геол. и геофизика», № 8, 1968.

**Заварицкий А. Н.** Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. геолкома, № 3, 1924.

**Заварицкий А. Н.** Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение их химических типов. Изд. АН СССР, 1941.

**Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1944.

**Заварицкий А. Н.** Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1945.

**Заварицкий А. Н.** Некоторые факторы, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1946.

**Заварицкий А. Н.** Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.

**Заварицкий А. Н.** По поводу замечаний И. И. Лебедева о природе туфолав Армении. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1948.

**Заварицкий А. Н.** Вулканы Камчатки. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 10, 1955.

**Зайченко Е. П.** Шаровые лавы района Нижнетюйского полиметаллического месторождения (Северный Тянь-Шань). Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 90, 1963.

**Зейлик Б. С.** О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. Изв. АН СССР, № 4, 1968.

**Зеленов К. К.** Подводный вулканизм и его геологическое значение. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Изд-во «Наука», 1967.

**Золотов М. Г.** Особенности мезозойских и кайнозойских материковых вулканических зон Хабаровского края и Амурской области. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Зорин Е. С., Майрин С. Е., Стеценко В. П., Шлыгин А. Е.** Особенности металлогении Джунгарского Алатау. Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана, вып. 2 (27), 1964.

**Зырянов В. Н.** Петрохимические особенности пермо-триасовых вулканогенных образований Юго-Западной Джунгарии. Тр. лабор. палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Иванов Б. А.** Палеотектонические схемы главных фаз мезозойского тектогенеза Южного Сихотэ-Алиня. Материалы совещания по проблемам тектоники. Изд-во «Наука», 1964.

**Иванов Б. А., Бурдэ А. И., Бурьянова И. З., Лихт Ф. Р.** Интрузии Южного Приморья. Геол. и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Изох Э. П.** Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока). Геология и геофизика, № 8, 1962.

**Изох Э. П.** Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Изд-во АН СССР, 1965.

**Изох Э. П.** Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. Геология и геофизика, № 1. Изд-во «Наука», 1966.

**Изох Э. П., Колмак Л. М., Наковская Г. И., Русс В. В.** Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Госгеолиздат, 1957.

**Изох Э. П.** Многофазные магматические серии, их происхождение, отношение к тектонике коры и подкоровым процессам. Сборн. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Ирдли А.** Структурная геология Северной Америки. Изд. иностр. лит., 1954.

**Исаева М. Д.** Гидротермально измененные породы и оруденение Архарлинского месторождения. Тр. лабор. палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Ициксон М. И.** Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. Геолог. и металлоген. сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Ициксон М. И.** Новые аспекты металлогении подвижных поясов Восточно-Азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины. Сов. геология, № 1, изд-во «Недра», 1966.

**Ициксон М. И., Красный Л. И.** Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. В кн.: «Проблемы вулканизма», Ереван, изд-во АН Арм. ССР, 1959.

**Ициксон М. И., Матвеенко В. Т., Радкевич Е. А.** Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. Материалы по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Приморское книжное издательство, Владивосток, 1960.

**Ициксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т.** Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений». № 1, 1960.

**Ициксон М. И., Красный Л. И., Матвеенко В. Т.** Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. Материалы совещания по проблемам рудоносности вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1965.

**Ициксон М. И., Шаталов Е. Т.** Металлогенические проблемы Тихоокеанского рудного пояса по современным данным. Годичная сессия ученого совета ВСЕГЕИ, 1966.

**Ициксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т.** Основные черты эволюции магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского вулканического пояса. Тр. Сессии Отд. наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке. Изд-во «Наука», 1968.

**Ичетовкин Н. В.** К петрографии Верхне-Аллахского монцонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье). Тр. Якутского филиала, сб. 11, 1962.

**Ичетовкин И. В.** Состав и условия образования Верхне-Аллахского субвулканического комплекса. Тр. лабор. палеовулканологии Казахского ин-та мин. сырья. Вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Кассин Н. Г.** Гидрогеологические исследования, произведенные в области южных склонов Джунгарского Алатау в 1916 году. Изд. Управления водн. хоз-ва Ср. Азии и Казахстана. Мат. по гидрогеологии, вып. 7, 1926.

**Кассин Н. Г.** Вулканизм Казахстана. «Проблемы советской геологии», № 9, 1934.

**Кассин Н. Г.** Развитие геологических структур Казахстана. Сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, 1960.

**Кашкай М. А., Мамедов А. И.** Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрограф. и физ.-хим. особенности. Баку, изд. АН Азерб. ССР, 1961.

**Кашкай М. А.** Метасоматическая зональность в ореоле Дашкесанского интрузива. Тезисы докл. на конф. по метасоматическим изменениям боковых пород. ВСЕГЕИ, 1963.

**Каюпов А. К., Казанин Ю. И.** Структурные типы полиметаллических месторождений Джунгарского Алатау. Изв. АН КазССР, сер. геол. № 5, 1962.

**Каюпов А. К.** Роль мелких структурных форм в выяснении геологического строения Текели-Коксуйского района (Джунгарский Алатау). Мат. по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2 (27), 1964.

**Кигай В. А.** Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулкано-плутонических формаций. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, ИГЕМ АН СССР, 1963.

**Кигай В. А.** О некоторых туфолавах Тетюхинского района. Труды лаборат. вулканологии, вып. 20, 1961.

**Кляровский В. М., Фремд Г. М.** Абсолютный возраст верхнепалеозойских и мезозойских вулканогенных пород Южной Джунгарии. Труды лаборатории палеовулканологии КазИМСа, вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Комаров Ю. В., Хренов П. М.** О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. Матер. совещания по проблемам тектоники в Москве. Изд-во «Наука», 1964.

**Комаров Ю. В., Хренов П. М., Шарман С. И.** Тектоно-магматическая эволюция в вулкано-плутонических поясах. Сборник «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Коптев-Дворников В. С.** История вулканизма Центрального Казахстана. Мат. по геологии Центрального Казахстана. Изд-во АН СССР, 1940.

**Коптев-Дворников В. С.** К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

**Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С.** Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы. «Советская геология», № 51, 1956.

**Коптев-Дворников В. С., Григорьев Т. Ф., Долманова Е. И., Дмитриев Л. В., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморчков И. Е., Шипулин Ф. К.** Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Сб. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых». Госгеолиздат, 1960.

**Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Дистанова А. Н., Дмитриев Л. В., Ефремова С. В., Козлов А. В., Павлов В. А., Пламеневская Н. В., Негрей Е. В.** Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бет-Пак-Дала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 54, 1962.

**Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А.** Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела. «Советская геология», № 7, 1963.

**Коржинский Д. С.** Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы. Зап. ВМО, ч. 75, вып. 4, 1947.

**Коржинский Д. С.** Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

**Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.

**Коржинский Д. С.** Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. лабор. вулканологии, вып. 19, 1961.

**Коржинский Д. С.** Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1962.

**Короновский Н. В., Солодкова Н. А.** Строение и история формирования вулкана Синяк (Закарпатье). Тр. лабор. палеовулканологии КазИМС, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М.** Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 1, 1963.

**Котляр В. Н.** Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Геол. и разведка», № 9, 1959.

**Котляр В. Н.** О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. «Геол. и разведка», № 11, 1962.

**Кошкин В. Я.** Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. Тр. лабор. палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Кошкин В. Я.** Строение Караирекского вулканического массива в северном Прибалхашье. Тр. лабор. палеовулканологии КазИМС, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Кравченко С. М.** О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.

**Красный Л. И.** Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 34, 1960.

**Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П.** Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геол. и металлогения советск. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Красный Л. И.** Типы подвижных областей Востока СССР. Материалы совещ. по проблемам тектоники в Москве. Изд-во «Наука», 1964.

**Куденко А. А., Стеценко В. П.** К вопросу о роли вулканизма в формировании осадочно-эффузивных и осадочных толщ. Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Куденко А. А., Стеценко В. П.** О роли вулканизма в формировании осадочных горных пород. Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Кузебный В. С., Каймакова В. Д.** Девонские вулканогенные формации Северо-Западного Прииртышья. Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Кузнецов Ю. А.** О проблеме происхождения магматических пород. Изв. АН СССР, серия геологич., № 1, 1953.

**Кузнецов Ю. А.** О принципах выделения и классификации фаций изверженных пород. Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии», 1959.

**Кузнецов Ю. А.** Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. «Геология и геофизика», № 10, 1962.

**Кузнецов Ю. А.** Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. «Геология и геофизика», № 5, 1963.

**Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.

**Кумпан А. С.** Верхний палеозой Восточного Казахстана. Мат. по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат, 1963.

**Кумпан А. С.** Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Восточного Казахстана. В сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, 1960.

**Кутыев Ф. Ш.** Критерии выделения пород околожерловой фации. Мат. XVIII науч. конф. геол. фак-та ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Лапин Б. Н.** Основные особенности строения и состава девонских вулканогенных образований, закономерности развития и роль вулканизма в металлогении Горного Алтая. Автореферат диссертации. Новосибирск, 1963.

**Лапин Б. Н.** Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. В кн.: «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая», Новосибирск, 1963

**Ларин Н. И.** Дуговые структуры хребта Сунтар-Хаята. Материалы по полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 8, 1954.

**Лебединский В. И.** Магматизм Горного Крыма. Автореферат диссертации. Симферополь, 1963.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** О вариолитах Ялгубы. Тр. СПб о-ва естествоиспытателей, т. 15, вып. 2, 1884.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Сферолитовые породы Мугоджарских гор. Тр. СПб о-ва естествоиспытателей, т. 33, № 5, 1905.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб. политехнического ин-та, т. 13, вып. 3, 1910.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб политехнического института, вып. 20, 1913.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Армянское вулканическое нагорье. Изд-во «Природа», № 5, 1928.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Изд. АН СССР, 1934.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Проблемы магмы. Статьи 1-я и 2-я. Избранные труды, т. 1. Изд. АН СССР, 1949.

**Леонов А. В.** Проявление новейшего вулканизма в Юго-Восточном Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геолог. № 5, 1964.

**Ломизе М. Г.** Дифференциация расплава или разные магматические очаги? Сов. геол. № 3, Изд-во «Недра», 1967.

**Лучицкий И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд. АН СССР, 1960.

**Лучицкий И. В.** Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Лучицкий И. В.** Проблема унаследованного развития магматизма. Сб. Вулканизм и тектогенез. Изд-во «Наука», 1968.

**Лучицкий И. В., Фремд Г. М.** Проблема палеовулканологических реконструкций. Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Магакьян И. Г.** Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.

**Майрин С. Е., Шлыгин А. Е.** Основные черты геологического развития Джунгарского Алатау. Мат. по геол. и пол. иск. Южного Казахстана, вып. 2(27), 1964.

**Малеев Е. Ф.** Влияние типов извержения на формирование вулканогенных фаций и формаций. В кн.: «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд-во «Наука», М., 1966.

**Маркова Н. Г.** Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 62, 1961.

**Маркова Н. Г.** Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. Мат. совещания по проблемам тектоники. Изд-во «Наука», 1964.

**Маркова Н. Г.** Тектоническая природа и тип вулканических поясов (на примере Центрального Казахстана и Востока СССР). Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968

**Мархинин Е. К.** Вулканы острова Кунашир. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 17, 1959.

**Мархинин Е. К.** Об одной важной стороне проблемы кальдер. Сб. «Вопросы вулканизма». Тр. I Всесоюзного вулканического совещания. Изд-во АН СССР, 1962.

**Мархинин Е. К.** Кальдеры и периферические вулканические очаги. Труды лаборатории палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Масао М., Масао Г., Мицуо Ф.** Геологическое развитие Японских островов. Под редакцией Н. А. Беляевского и Л. И. Красного. Изд-во «Мир», 1968.

**Масуренков Ю. П.** Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. Труды ИГЕМ, вып. 51, 1961.

**Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т.** Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. Сборн. «Закономерности размещения пол. ископ.». Москва, 1958.

**Мейстер А. К.** Геологическое описание маршрута Семипалатинск — Верный. Тр. геол. ком. Нов. серия, вып. 51, 1909.

**Мерлич Б. В.** Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье. Изв. АН СССР, № 3, 1958.

**Месропян А. И.** О генезисе четвертичных туфолав Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. IV, № 14, 1951.

**Мещерякова В. Б., Сельцов Б. М.** Новые данные об интрузивной деятельности в Мын-Арал-Тенизском районе (Западное Прибалхашье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1964.

**Молчанова Т. В., Нагибина М. С., Устиев Е. К.** Структурные условия и формационные особенности магматической деятельности мезозоя и кайнозоя в континентальной части Советского Дальнего Востока. Тр. Сессии Отделения наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке. Изд-во «Наука», 1968.

**Монич В. К.** Изверженные породы Семейтауского комплекса. Изв. АН КазССР, сер. геол., выпуск 11, 1949.

**Моссаковский А. А.** Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (эвгеосинклиналей) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой. Тр. лабор. палеовулканологии. Вып. 2, Алма-Ата, 1963.

**Муратов М. В.** Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем. Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Набоко С. И.** Изменение пород в зонах активного вулканизма. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.

**Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд. АН СССР, 1963.

**Нагибина М. С.** О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Наковник Н. И.** Вторичные кварциты и связь их с прочими метаморфическими породами. «Сов. геология», № 11, 1928.

**Наковник Н. И.** Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. Изд. АН СССР, 1937.

**Наковник Н. И.** Вторичные кварциты Казахстана и их полезные ископаемые. Сб «Успехи геологич. изучения Казахстана за 20 лет». Изд. КазФАН СССР, 1941.

**Наковник Н. И.** Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 1, 1947.

**Наковник Н. И.** Вторичные кварциты. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.

**Наковник Н. И.** Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. ВМО, XXXIII, № 2, 1954.

**Наковник Н. И.** О «новом» взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально измененных породах и вопросах, с ними связанных. Изв. АН Арм. ССР, XII, № 1, 1959.

**Наковник Н. И.** К истории изучения вторичных кварцитов в СССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геологич., т. 14, № 4, 1961.

**Наседкин В. В.** Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 98, М., 1963.

**Нехорошев Г. В.** Стратиграфия и магматизм верхнего палеозоя южных склонов Джунгарского Алатау. Автореферат диссертации, ВСЕГЕИ, 1957.

**Окромешко С. В.** Краткое геологическое описание гор Кату и Калкан в Джунгарском Алатау. Изд. АН СССР. Казахст. филиал АН СССР, 1936.

**Окромешко С. В.** Краткий геологический очерк средней части Западных склонов Джунгарского Алатау, Казахстан. филиал АН СССР, изд. АН СССР, 1936.

**Остроумов Р. Е.** Дугообразные разломы Тетюхинского и смежных с ним районов Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации. Геол. и металлог. сов. сектора Тихоокеанского рудн. пояса, 1963.

**Офтедаль Хр.** Об игнимбритах и связанных с ними породах. Сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ин. лит-ры, 1963.

**Павловский Е. В.** О некоторых общих вопросах развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5, 1953.

**Панто Г.** Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах. Тр. лаб. палеовулканологии, в. 2, Алма-Ата, 1963.

**Панто Г.** Роль игнимбритов в вулканизме Венгрии (реферат в Тр. лаб. палеовулканологии, в. 2, Алма-Ата, 1963).

**Пейве А. В.** Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5, 1945.

**Пейве А. В.** Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

**Пейве А. В.** Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.

**Перекалина Т. В.** Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд. ЛГУ, 1966.

**Петров В. П.** Игнимбриты и туфолавы; еще раз о природе артик-туфа. Тр. лабор. вулканологии АН СССР. М-ва, 1957.

**Петрушевский Б. А.** К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Бюллетень Моск. общ. испыт. природы отдел геолог., № 1, 1966.

Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. Сборник под редакцией Г. Д. Афанасьева. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 90, 1963.

**Поспелов Г. Л.** О проблеме конвергенции в петрографии и геологии. Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», М., 1963.

**Прокопенко Н. М.** Карачекинское месторождение плотного каолинита (колыбташа) в Джунгарском Алатау. Доклады АН СССР, 1930.

**Прохоров К. В.** О комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1962.

**Пущаровский Ю. М.** Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.

**Пущаровский Ю. М.** Некоторые особенности тектоники северной части Тихоокеанского рудного пояса. Геол. и металлоген. совет. сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Пущаровский Ю. М.** О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Радкевич Е. А.** Металлогения Южного Приморья. Тр. институт. геологии рудн. мест., петрогр., минерал. и геохимии, вып. 19, 1958.

**Радкевич Е. А.** Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса. Геология и геофизика, № 11, 1962.

**Радкевич Е. А.** О притихоокеанских вулканических поясах и особенностях минерализации, связанной с ними. Мат. совещания по проблеме «Рудоносн. вулканог. формаций». Изд-во «Недра», 1965.

**Ренгартен П. А.** Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1958.

**Рид Г. Г.** Граниты и граниты. В сб. «Проблемы образования гранитов». Изд. ин. лит-ры, 1950.

**Ритман А.** Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», 1964.

**Ротман В. К.** Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). Тр. лабор. палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, 1963.

**Ротман В. К.** История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время. Автореферат диссертации, ВСЕГЕИ, 1963.

**Ротман В. К.** Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Ротман В. К., Марковский Б. А.** О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). Доклады АН СССР, серия геол., том 182, № 3. Москва, 1968.

**Ротман В. К., Сытина Н. М.** К вопросу о связи кайнозойского вулканизма Камчатки с глубинным строением. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Ростовский Ф. И.** Некоторые данные о верхнемеловых вулканических аппаратах в Тетюхинском районе (Приморье). Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Ростовский Ф. И.** О богопольском комплексе Восточного Сихотэ-Алиня (на примере Ольга-Тетюхинского района). Матер. XVIII конфер. геолог. факультета, ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Ростовский Ф. И., Ростовская Н. Е.** Мезозойская кремнисто-вулканогенная формация Тетюхинского рудного района. Матер. XVIII конферен. геолог. факультета ДВПИ, Владивосток. 1968.

**Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л.** Критерии комагматичности интрузивных, субвулканических и эффузивных пород на примере Мяо-Чанского района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1964.

**Руб М. Г., Онихимовский В. В., Бакулин Ю. И.** и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. Тр. ИГЕМ, вып. 62, 1962.

**Рудич К. Н.** Магматизм хребта Сарычева. Госгеолиздат, 1959.

**Рудич К. Н., Устиев Е. К.** Центры четвертичного вулкана в области мезозоид Северо-Востока Азии. Труды II вулканологического совещания. Изд-во «Наука», 1966.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Пермские вулканы и их некки в юго-западной части Джунгарского Алатау. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 3 (32), 1958.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Некоторые вопросы генезиса, состава, локализации и оруденения вторичных кварцитов Казахстана. Ученые записки Казгосуниверситета, т. XXXVII, вып. 4, 1958.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Пермские вулканы и их некки в Джунгарском Алатау. Материалы к 1-му Всесоюзному вулканологическому совещанию. Ереван, 1959.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Группа пермских вулканических аппаратов в горах Кату (Джунгарский Алатау). Известия АН СССР, серия геол., № 3, 1960.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Кимсовское месторождение перлита в горах Архарлы. Труды Казахского института минерального сырья, выпуск 2, 1960.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Июльский некк в горах Катутау. Известия АН КазССР, серия геологич., вып. 3, 1960.

**Русаков М. П., Фремд Г. М.** Пермские вулканы и их некки в Южной Джунгарии. Сборник «Основные идеи М. А. Усова в геологии», 1960.

**Рыбалов Б. Л.** О происхождении некоторых туфолав юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14, 1957.

**Рыбалко В. И.** Вулкано-тектонические структуры и вулкано-плутонические формации Восточного Сихотэ-Алиня. Матер. XVIII конферен. геол. факультета ДВПИ, Владивосток. 1968.

**Рыбалко В. И., Яворский Г. Т.** Магматические комплексы Южной части Ольгинского района. (Тезисы докл. на конф. по результ. работ Ю.-Прим. экспедиции за 1966 г.). Владивосток, 1967.

**Салун С. А.** Порфировая формация складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол. № 7, 1957.

**Салун С. А.** Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской области. Матер. совещ. по проблемам тектоники. Изд-во «Наука», 1964.

**Салун С. А.** О развитии тектонических структур и вулканизма мезозойских складчатых систем Восточной Азии (на примере Сихотэ-Алиня). Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Сатпаев К. И.** О металлогенических этапах, формациях и поясах Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геологич., вып. 17, 1953.

**Сатпаев К. И.** О методологии, фактической базе и основных выводах металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геологич., вып. 20, 1955.

**Сатпаева Т. А.** Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Изд. КазССР, 1958.

**Сахно В. Г.** Некоторые особенности мезозойского вулканизма в различных структурно-фациальных зонах юга Дальнего Востока. Геолог. и металлоген. советского сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

**Свешникова Е. В.** Структурные особенности магматических комплексов централь-

ного типа, связанных с кольцевыми разломами. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 10, 1968. Изд. «Наука».

**Святловский А. Е.** Динамика, структура и энергетика современных вулканических поясов Земли. Сборник «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Севрюгин Н. А.** Геологическое строение Присемипалатинского р-на. «Советская геология», № 8, 1959.

**Сергеев К. Ф., Сирык И. М., Туезов И. К.** Сравнительная тектоника Иедзо-Сахалинской и Курильской островных дуг. Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.

**Сергиев Н. Г.** О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.

**Сергиев Н. Г.** Эффузивы Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, 1948.

**Скрынник Л. И.** Среднепалеозойский вулканизм Южной Джунгарии. Автореферат диссертации. Новосибирск, 1969.

**Скрынник Л. И.** Палеозойская вулканическая группа в горах Дувантау (Южная Джунгария). «Геол. и геофиз.», № 2, 1968.

**Смирнов С. С.** О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.

**Смирнов В. И.** Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», М-ва, 1965.

**Смит Р. Л.** Потоки вулканического пепла. Сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ин. лит., 1963.

**Соболев В. С., Фишкин М. Ю.** Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минералог. сборн. Львовск. геол. общ-ва, № 7, 1953.

**Соболев В. С., Костюк В. П.** К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья. Тр. лабор. вулканологии СССР, вып 13, 1958.

**Сперанская И. М.** Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.

**Сперанская И. М.** О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. «Геол. и разведка», № 4, 1963.

**Сперанская И. М.** Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1967.

Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Отв. редактор И. В. Лучицкий. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966 г.

**Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолиздат, 1963.

**Суханов А. Е., Истомин А. Н.** Вулканические стекла Казахстана как сырье для получения витрозита. Сборник «Перлит и вермикулит». Госгеолтехиздат, 1962.

**Сухов В. И.** Позднемеловой и третичный вулканизм и гидротермальный метаморфизм пород Нижне-Амурской вулканической зоны. Автореф. диссертации, Хабаровск, 1967.

**Сухов В. И., Феклович Р. П.** Умлекано-Огоджинский вулканический пояс, история формирования, геолого-структурное районирование, металлогения. Мат. XVIII науч. конферен. геол. факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Схиртладзе Н. И.** Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, изд. АН ГрузССР, 1958.

**Сычев Г. М.** Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Геотектоника, № 1, 1969.

**Тащинина И. В., Семенова-Тяньшанская.** Новые данные о проявлении молодого вулканизма в Центральном Казахстане. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 23, 1959.

**Тихомиров В. Г., Дорохова И. Л., Курчавов А. М.** Новая форма соотношений экструзий и интрузий в Центральном Казахстане. Вестник Моск. университета, серия IV, геология, № 4, 1964.

**Ткаченко К. Н.** Вулкано-тектонические структуры Южной Джунгарии на примере Жоламанской кальдеры. Изв. АН КазССР, серия геолог., № 6, 1968.

**Ткаченко К. Н., Пономарева А. П.** Основные черты вулканизма гор Калканы Юго-Западной Джунгарии. Тр. институт. геолог. наук АН КазССР, т. 24, 1967.

**Ткаченко К. Н.** Пермо-триасовый магматизм южных островов Джунгарского Алатау. Автореферат диссертации, Алма-Ата, 1969.

**Томсон И. Н.** К вопросу о цикличности в развитии послеверхнемелового магматизма в Южном Приморье. ДАН, т. III, № 1, 1956.

**Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. Е.** Кольцевые структуры Земли и Луны. Сов. геология, № 9, 1968.

**Томсон И. Н., Фаворская М. А.** Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. Сов. геология № 10, 1968.

**Трифонов В. Т.** Остатки верхнепалеозойских вулканов в Калмакэмельской синклинали (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1964.

**Туезов И. К., Тараканов Р. З., Сирык И. М., Павлов Ю. А.** Неоднородности земной коры и верхней мантии южной части советского сектора Тихоокеанского кольца в свете геолого-геофизических данных. Геология и геофизика, № 7, 1968.

**Усенко И. С., Бернадская Л. Г.** О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

**Усов М. А.** Фации и фазы пород эффузивного облика. Проблемы сов. геологии, № 9, 1935.

**Усов М. А.** Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Зап. Сиб. ГРТ, 1936.

**Устиев Е. К.** Анюйский вулкан и четвертичные тектонические движения в Северо-Восточной Азии. Природа, № 11, 1955.

**Устиев Е. К.** Позднечетвертичный вулканизм Южно-Анюйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция. Тр. лаборатории вулканологии, вып. 13, 1958.

**Устиев Е. К.** Охотский тектоно-магматический пояс и связанные с ним проблемы. «Сов. геология», № 3, 1959.

**Устиев Е. К.** Франц Юльевич Левинсон-Лессинг и некоторые основные проблемы современной петрографии. Изв. АН СССР, серия геолог., № 3, 1961.

**Устиев Е. К.** Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1961.

**Устиев Е. К.** Структурно-генетические ряды магматических формаций, ДАН, 1963.

**Устиев Е. К.** Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.

**Устиев Е. К.** Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверж. горн. пород». Изд. АН СССР, 1963.

**Фаворская М. А.** Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 7, 1956.

**Фаворская М. А.** Некоторые особенности развития молодого вулканизма Сихотэ-Алиня. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.

**Фаворская М. А.** К вопросу о взаимоотношениях эндогенного оруденения с эффузивными формациями. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

**Фаворская М. А.** Шаровые лавы бассейна реки Кенцухе (Приморский край). Тр. ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 90, 1963.

**Фаворская М. А.** Чукотско-Приморское звено Тихоокеанского вулканического пояса. Тр. Сессии Отд. наук о Земле АН СССР на Д. Востоке. Изд-во «Наука», 1968.

**Федотов С. А.** Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатский островной дуги по сейсмологическим данным Тр. II Всесоюзн. вулканолог. совещ. Изд-во «Наука», 1966.

**Федотов Т. О.** Верхнепалеозойские игнимбриты Каркаралинского района (Центральный Казахстан) и их генезис. Тр. лабор. палеовулканологии Казгосуниверситета. Вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Федчин Ф. Г.** Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. Изд-во «Наука», 1964.

**Фремд Г. М.** Вопросы металлогении Южной Джунгарии. Труды объединенной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Изд. АН КазССР, 1959.

**Фремд Г. М.** Вопросы классификации и номенклатуры пирокластических пород. Вестник АН КазССР, № 3, 1959.

**Фремд Г. М.** Основные черты верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. Материалы к I Всесоюзному вулканологическому совещанию, Ереван, 1959.

**Фремд Г. М.** Роль эффузивного вулканизма в эндогенной металлогении Южной Джунгарии. Вестник АН КазССР, № 11, 1960.

**Фремд Г. М.** Морфологические типы игнимбритов и туфолав Южного Казахстана. Труды лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.

**Фремд Г. М.** Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма. Труды лаборатории палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Фремд Г. М.** К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. Труды лаборатории палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Фремд Г. М., Каменский А. С.** Верхнепалеозойские стратовулканы Южной Джунгарии. Труды лаборатории палеовулканологии Казгосуниверситета, вып. 1, Алма-Ата, 1963.

**Фремд Г. М.** Рудоносность средне- и верхнепалеозойских вулканогенных формаций Южного Казахстана. Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по рудоносности вулканогенных формаций. М., 1963.

**Фремд Г. М.** Вулкано-плутоническая и вулканогенно-молассовая ассоциации областей новейшего и более древнего вулканизма. Материалы к II Всесоюзному вулканологическому совещанию, 1964.

**Фремд Г. М., Исаева М. Д.** Минеральные фации, метасоматическая зональность и генезис вторичных кварцитов и пропилитов Южной Джунгарии. Тр. лабор. палеовулкан. вып. 2. Алма-Ата, 1963.

**Фремд Г. М.** Шаровые игнимбриты Южной Джунгарии. Труды лаборатории палеовулканологии КазИМСа, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Фремд Г. М.** Строение и история развития Кожамджарского вулкана в Южной Джунгарии. Тр. лаб. палеовулканологии КазИМСа, вып. 3, 1964.

**Фремд Г. М., Исаева М. Д., Каменский А. С.** Геологическое строение и история развития Восточно-Архарлинского стратовулкана в Южной Джунгарии. Тр. лабор. палеовулкан., вып. 3, Алма-Ата, 1964.

**Фремд Г. М.** Роль вулкано-плутонических рудных формаций в металлогении Южного Казахстана. Матер. симпоз. по вулкан-плутон. формац. и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.

**Фремд Г. М.** Роль внутреннего строения и стратификации для геологического картирования вулканогенных образований (на примере Сихотэ-Алинского вулканического пояса). Матер. XVIII конфер. геол. фак-та, ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Фремд Г. М.** Палеовулканология Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Матер. XVIII науч. конф. геолог. факультета, Владивосток, 1968.

**Фремд Г. М., Рыбалко В. И.** Палеовулканы Сихотэ-Алинского вулканического пояса. (Итоги палеовулканологических реконструкций). Матер. XVIII научн. конфер. геолог. факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Фремд Г. М., Рыбалко В. И.** Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Матер. XVIII научн. конфер. геолог. факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

**Фремд Г. М.** К вопросу о развитии посторогенных вулкано-тектонических структур. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканолог. совещ. Львов. 1969.

**Фремд Г. М.** Опыт типизации вулканических поясов. Матер. VII сессии Научн Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1969.

**Харкевич Д. С.** Выступление на заключительном заседании. Тр. Сессии Отд. наук о земле АН СССР на Д. Востоке. Изд-во «Наука», 1968.

**Херасков Н. П.** Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геологич. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.

**Хренов П. М., Комаров Ю. В.** О положении вулканических поясов в структуре восточной Азии. Тектон. Сов. Дальн. Востока и прилегающих акваторий. Изд-во «Наука», 1968.

**Шатский Н. С.** О неокатастрофе. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.

**Шатский Н. С.** О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.

**Шатский Н. С.** Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.

**Шатский Н. С.** О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

**Шейнман Ю. М.** К истории формирования Кордильер. Первая половина мезозоя. Тр. Львовск. геолог. об-ва, № 4, 1957.

**Шипулин Ф. К.** Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. инст. геол. руди. местор. петрограф., минералогии, геохимии, вып. 8, 1957.

**Ширинян К. Г.** Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.

**Шлыгин Е. Д., Жуков М. А., Монич В. К.** Новая находка мезокайнозойских изверженных пород в Казахстане. Вестник АН КазССР, № 8, (41), 1948.

**Шлыгин А. Е.** О возрасте формирования и характере Южно-Джунгарского антиклинорного сооружения. Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана, вып. 2(27), 1964.

**Штилле Ганс.** Введение в строение Америки. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.

**Шульц С. С.** Отчет о работах Джаркентской партии летом 1930 г. в Джунгарском Алатау. Изв. ВГРО, вып. 3, 1932.

**Шульц С. С., Некрасова О. И.** К стратиграфии и тектонике Кетменского хребта. Тр. ВГРО, вып. 322, 1933.

**Щерба Г. Н.** Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геолог., вып. 20, 1955.

**Щерба Г. Н.** Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геологич., вып. 24, 1956.

**Эрлих Э. Н.** Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. Геотектоника № 6, 1966.

**Юдичев И. И.** Джунгарский Алатау. Изд. АН СССР, 1940.

**Яковлева Е. В.** Девонский вулканизм центральной части Рудного Алтая. Автореферат диссертации, МГУ, 1963.

**Яншин А. Л.** Основные черты геологического строения и развития Евразии. Совещание по проблеме тектоники. Изд. АН СССР, 1963.

**Anderson C. A.** The Tuscan formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. — Calif. Publ. Geol. Sci., v. 23, N 7, 1933.

**Amstuts G. C.** Tectonic and petrographic observation on poligonal structures in Mis-

souri. Geological problems in Lunar Recearch, Ann. — N. Y. Acad. Sci. v. 125, art 2, 1965.
**Bemmelen R. W.** The volcano-tectonic structure of the Residency of Malang (Eastern Java). — De Ing. in Ned. Ind., 4, 9, IV, 1937.
**Bemmelen R. W.** Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A. — Geologie en Mijnbouw, 1961.
**Billings M. P.** Ring-dikes and their origin. — New-York, Acad. Sci., Trans. ser. 2, v. 5, 1943.
**Boyd F. R.** Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. — Bull. Geol. Soc. America, v. 72, N 3, 1961.
**Branch C. D.** The emplacement of acid magma in the epizone and the relationship with ignimbrites, in North Queensland, Australia. — Bull. Volcanol., v. XXV, 1963.
**Branch C. D.** Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. — Commonwealth of Australia, v. 76, 1966
**Buddigton A. F.** Granit emplacement with special references to North America. — Bull. Geol. Soc. America, v. 70, N 6, 1959.
**Cook E. F.** Stratigraphic and structural utility of layered volcanic rocks. — Cong. Geol. XX. Mexico, v. I, 1957.
**Cox K. G., Jehnson R. Z., Monkman L. J., Stillman C. L., Vall J. R., Wood D. N.** The geology of the Nuanetsi igneous province. Philos. Tran. Roy. Soc. London. Ser. A, N 1078, v. 257, 1965.
**Curtis G. H.** Mode of origin of pyroclastic debris in the Northern formation of the Sierra Nevada. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v. 29, N 9, 1954.
**Delany F. H.** Ring structures in the northern Sudan. — Eclog. Geol. Hevetiac. Basel., v. 48, N 1, 1955.
**Enlows H. E.** Welded tuffs of Chiricahua National Monument, Arizona. — Bull. Geol. Soc. America, v. 66, 1965.
**Fenner C. N.** The Katmai region, Alaska and the great eruption of 1912. — Journ. Geol., v. 28, N 7, 1920.
**Fisher R. V.** Criteries for recognition of laharic breccias Southern Cascade mountains, Washington. — Bull. Geol. Soc. America, v. 71, N 2, 1960.
**Geikie A.** The ancient volcanoes of Great Britain. — London, v. I, II, 1897.
**Gutenberg B., Richter C. F.** Seismicity of the Earth and associated phenomene. — New Jersey, 1954.
**Hauson D. M.** Welded tuffs of Oregon and Idaho, Mississippi. — Acad. Sci. Journ., v. 5, 1954.
**Iddings J. P.** Igneous rocks. — New-York, 1909.
**Iddings J. P.** Obsidian Cliff, Yellowstone Park. — U.S. Geol. Surv., 7-th Ann. Rept., 1885—1886.
**Jacobson R. E., Mac Lead W. N., Black R.** Ring complexes in the Gonnger granite province of Northern Nigeria. — Nat. Geol. Soc., N 1, 1958.
**Jaggar T. A.** The mechanism of volcanoes. — Nat. Research Council, Bull. N 77, 1931.
**Johnson R. L.** The geology of Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia. — Geol. Soc. S. Africa, v. 64, 1861.
**Jokojama J.** Geomagnetic studies of volcano Mihara. — Tokyo Univ., v. 32, 1954.
**Jwao S.** The alunite deposits of Japan. — Japan Geol. Surv. Report. N 130, 1949.
**Kennedy W. Q., Anderson E. M.** Crystal layers and the origin of magmas. — Bull. Volc., v. 3, 1937.
**Knopf A.** The Boulder batholith of Montana. — Amer. J. Sci., v. 255, N 2, 1957.
**Lacroix A.** La Montagne Pelée aprés ses eruptions. — Paris, 1908 b.
**Macdonald G. A.** Volcanoes furnish some of our best clues to the nature of the Earth's interiors. — Science, v. 133, N 3454, 1961.
**Marshall P.** Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. — New Zeal. Journ. of Sci. and Techn., v. XIII, N 4, 1932.
**Marshall P.** Acid rocks of Taupo-Rotorua volcanic district. — Trans. Roy. Soc. New Zealand, v. 64, 1935.
**Murai Y.** Pyroclastic flow deposits on various in Japan. — Bull. Volcanol., v. XXVI, 1963.
**Oen I. S.** The intrusion mechanism of the Late Hedcynian posttectonic granite plutons of Northern Portugal. — Geol. Mijubow, v. 39, 1960.
**Oftedahl Chr.** Studies on the igneous rock complex of the Olso region Skrifter utgitt av bet Norcke Videnckaps. — Academy in Oslo. N 4, 1957.
**Panto G.** The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — Acta Geol., v. IV, Budapest, 1962.
**Richey J. E.** Some features of Tertiary volcanicity in Scotland and Ireland. — Bull. Volcanol., Ser. 2, v. 1, 1937.
**Rikitake T.** Geomagnetic studies of volcano Miharo. — The 3-rd paper. Bull. Earth. Rec. Inst. Tokyo Univ., v. 29, 1957.
**Ross C. S., Smith R. L.** Ash-flow tuffs, their origine, geologic relalations and identification. — U. S. Geol. Survey, 1961, N 366.
**Smith R. L.** Areal geology of Alaska. — Geol. Surv. Prof. paper, v. 71, N 6, 1960.
**Smith R. L., Bailey R. A., Ross C. S.** Structural evolution of the Valles Caldera New

Mexico and its bearing on the emplacement of ring dikes. — U.S.A. Geol. Surv. Reaser., Pap. 424-D, 1961.
**Sonder R. A.** Zur Theorie und Klassification der eruptiven vulkanischen Vorgänge. — Geol. Rundschau, v. 27, 1937.
**Spurr I.** Geolagy applied to Selenology. — Pennsylvania, 1944.
**Steiner A.** Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand. — Geol. Survey, v. 68, 1960.
**Stewen T. A., Ratt'e J. C.** Geology and ore deposits of the Summit ville district Canjuan Mountains Colorado. — Geol. Surv. Profes. Paper, v. 343, 1960.
**Stille H.** Einführung in den Bau Americas. Berlin, 1940.
**Stillman C. I., Cox K. G.** The Chikaba hill syenite-complex of Southern Nyasaland. — Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa, v. 63, 1967.
**Stringer K. V., Holt D. N., Groves A. W.** The Chamble plateau ting complex of Nyasaland. — Colonial. Geol. Min. Res., v. 6, N 1, 1965.
**Szadeszky-Kardess E. A.** On the petrology of volcanic rocks and the interuption of magma and water. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., v. 5, 1958.
**Thomson I. E., Williams H.** The myth of the Sudbury lopolith. — 20-th Intern. Geol. Congr., Mexico, 1956.
**Tyrrell G. W.** Distribution of igneous rocks in spase and time. — Bull. Geol. Soc. America, v. 66, N 4, 1956.
**Williams H.** Calderas and their origin. — Bull. Calif. Univ. Dept. Geol. Sci., v. 25, N 6, 1941.
**Zimmerman R. A., Amstutz G. C.** The poligonal structure at Decatur ville. Missouri, New Tectonic observations. N 1b. 1965.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Предисловие 5
Введение 7

**ЧАСТЬ I. ЮЖНО-ДЖУНГАРСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ЕГО ПАЛЕОВУЛКАНЫ**

**Глава I. Общая характеристика Южно-Джунгарского вулканического пояса** 13
**Глава II. Строение верхнепалеозойских вулканогенных свит** 24
Характеристика опорных разрезов 24
Внутреннее строение и фациальная изменчивость вулканогенных свит 34
Выводы 47
**Глава III. Палеовулканы и связанные с ними некки, силлы и дайки** 51
Липаритовые и липарито-дацитовые полигенные вулканы 53
Андезитовые и андезито-базальтовые полигенные вулканы 59
Сложные полигенные вулканы (андезито-липаритовые) 67
Экструзии, некки, силлы и дайки 73
Субвулканы (интрузии под вулканами) 98
Выводы 105
Каталог палеовулканов и их некков Южной Джунгарии 107

**ЧАСТЬ II. ПРОДУКТЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ**

**Глава IV. Петрографическое описание продуктов верхнепалеозойской вулканической деятельности** 125
Кислые эффузивно-пирокластические породы 126
Средние и основные эффузивно-пирокластические породы 153
Кислые экструзивные породы 161
Средние и основные экструзивные породы 167
Вулканогенно-молассовые породы 170
Субвулканические породы 175
Выводы 182
**Глава V. Петрохимические особенности эффузивных, экструзивных и интрузивных (субвулканических) пород** 187
Эффузивные породы 187
Экструзивные породы 191
Интрузивные породы 194
Выводы 195
Таблицы химических анализов и пересчетов по А. Н. Заварицкому 197
**Глава VI. Гидротермально измененные породы и оруденение** 217
Вторичные кварциты 219
Пропилиты 230
Зональность гидротермально измененных пород 235
Генезис 245
Эндогенная металлогения 247

**ЧАСТЬ III. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ЧАСТЯМИ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ОБОБЩЕНИЕ ПО ИСТОРИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ПОЯСА В ЦЕЛОМ**

**Глава VII. Палеовулканологические реконструкции в пределах Заилийско-Кетменской зоны** 253
Внутреннее строение и фациальная изменчивость вулканогенных свит 253
Полигенные вулканы 268
Субвулканы (интрузии под вулканами) 274
**Глава VIII. Палеовулканологические реконструкции в пределах Токрау-Алакульской зоны** 281
Внутреннее строение и фациальная изменчивость вулканогенных свит 281
Полигенные вулканы 290
**Глава IX. История вулканизма Джунгаро-Балхашского пояса** 295

**ЧАСТЬ IV. СРАВНЕНИЯ С ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИМ ВУЛАНИЧЕСКИМ ПОЯСОМ**

**Глава X. Общая характеристика Восточно-Сихотэ-Алинского пояса** 303
**Глава XI. Строение мезо-кайнозойских вулканогенных комплексов** 309
Особенности стратификации вулканогенных образований 310
Внутреннее строение вулканогенных комплексов 316
Выводы 327
**Глава XII. Палеовулканы и вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса** 329
Каталог палеовулканов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса 353

**Глава XIII. Некоторые особенности состава продуктов вулканической и поствулканической деятельности и оруденение** 401
Продукты вулканической деятельности 401
Продукты поствулканической деятельности 413
**Глава XIV. История вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса** 415

**ЧАСТЬ V. ВОПРОСЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ**

**Глава XV. Внутреннее строение и фациальная изменчивость вулканогенных образований в связи с анализом проблем эволюции в развитии вулканизма** 423
**Глава XVI. Палеовулканологические реконструкции древних вулканов** 429
**Глава XVII. Пространственная и временная связь вулканизма с тектоникой и некоторые другие вопросы палеовулканологии вулканических поясов** 437
**Глава XVIII. Вопросы строения и типизации вулканических поясов** 443

Заключение 454

Литература 455

## CONTENTS

Preface 5

PART I. THE SOUTH DZHUNGARSKY VOLCANIC BELT AND ITS PALEO-VOLCANOES

Chapter I. The general characteristic of the South Dzhungarsky volcanic belt 13
Chapter II. The structure of the Upper Paleozoic volcanologenic thickness 24
Chapter III. Paleovolcanoes and the volcano-tectonic structures 51

PART II. A COMPOSITION OF PRODUCTS OF THE VOLCANIC AND POST-VOLCANIC ACTIVITY OF SOUTH DZHUNGARSKY BELT

Chapter IV. Petrographic description of products of the Upper Paleozoic volcanic activity 125
Chapter V. Petrochemical peculiarities of the effusive and extrusive and intrusive (subvolcanic) rocks 187
Chapter VI. Hydrotermall altered rocks and the ore-bearing 217

PART III. THE COMPARISON WITH OTHER PARTS OF THE DZHUNGARO-BALKHASHSKY VOLCANIC BELT AND THE GENERAL HISTORY OF THE VOLCANICITY OF DZHUNGARO-BALKASHSKY BELT

Chapter VII. Paleovolcanological reconstructions within Transiliysko-Ketmenskaya zone 253
Chapter VIII. Paleovolcanological reconstructions within Tokrau-Alakulskaya zone 281
Chapter IX. The history of the Upper Paleozoic volcanicity 295

PART IV. THE COMPARISON WITH EAST SIKHOTE-ALINSKY VOLCANIC BELT

Chapter X. The general characteristic of the East Sikhote-Alinsky volcanic belt 303
Chapter XI. The structure of meso-cainozoic volcanogenic thickness of the East Sikhote-Alinsky belt 309
Chapter XII. Paleovolcanoes and volcano-tectonic sructures 329
Chapter XIII. The some peculiarities of a composition of products of the volcanic and postvolcanic activity of the East Sikhote-Alinsky belt and the ore-bearing 401
Chapter XIV. The history of volcanicity of the East Sikhote-Alinsky belt 415

PART V. THE GENERAL QUESTION OF PALEOVOLCANOLOGY OF THE VOLCANIC BELT

Chapter XV. The internal structure and facial variability of the volcanogenic formations 423
Chapter XVI. The paleovolcanological reconstructions 429
Chapter XVII. A spatial and a temporal tie of the volcanicity with the tectonic and some other problems of paleovolcanology of the volcanic belts 437
Chapter XVIII. The questions of the structure and the fypification of the volcanic belts 443
Conclusions 454
Literature 455

Григорий Максимович ФРЕМД

Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов

ТОМСК, изд. ТГУ, 1972

Редактор издательства Л. Г. Мордовина

Технический редактор Н. С. Ходор

Корректор Л. И. Тищенко

КЗ 04300. Сдано в набор 18. VIII-71 г. Подписано к печати 31. V-72 г. Формат 70×108¹/₁₆, печат. л. 29,5+11 вклеек. Уч.-изд. л. 40,5. Заказ185. Тираж 1000 экз. Цена 2 руб. 80 коп.

ТОМСК, Издательство ТГУ, пр. Ленина, 34, Приморский полиграфкомбинат, Владивосток, Океанский пр., 69

1204