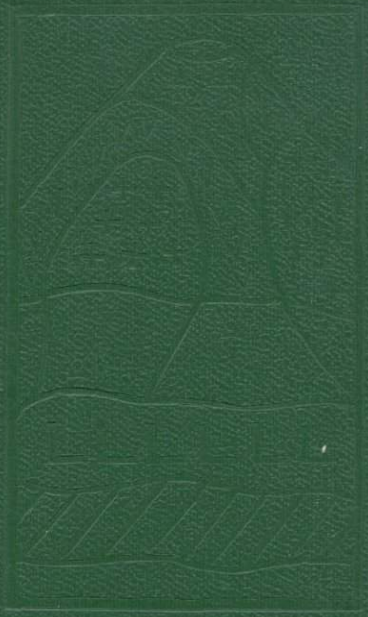


Вулканогенные формации Узбекистана

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

551.26 : 552.313

Т. Н. ДАЛИМОВ, А. А. КУСТАРНИКОВА,
А. Р. ЯРМУХАМЕДОВ, М. Х. КАДЫРОВ, В. А. АРАПОВ,
К. РАХМАНОВ, Т. Т. ШАРИПОВ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ УЗБЕКИСТАНА

488

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УзССР
ТАШКЕНТ — 1971

УДК 552.313(571.1)

В работе рассматриваются вопросы петрологии и геохимические особенности вулканогенных формаций Узбекистана.

Впервые для этой территории на основе новых материалов дается схема фаций вулканогенных пород и устанавливаются критерии для их выделения по общегеологическим, петрохимическим и геохимическим данным. Подробно описываются геологическая позиция, петрографические особенности, распределение редких, рассеянных элементов в различных по возрасту и составу вулканогенных формациях.

Рассматриваются общие закономерности развития вулканизма, геохимической специализации вулканогенных формаций.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области вулканологии, петрологии.

Ответственный редактор
доктор г.-м. наук
И. М. МИРХОДЖАЕВ

Геологических Наук АН Арм.ССР

2-9-3

ВВЕДЕНИЕ

Среди геологических формаций Тянь-Шаня вулканические образования наименее изучены, хотя их роль в истории развития магматизма и эндогенной металлогении региона весьма важна.

В последние годы стало очевидным большое металлогеническое значение вулканических формаций (Котляр, 1960, 1962; Фаворская, 1959, 1960; Набоко, 1957, 1961 и др.). В Узбекистане, например, с липаритовой формацией связаны колчеданно-полиметаллические месторождения юго-западных отрогов Гиссара; аналогичной формацией Кураминской подзоны обусловлены проявления флюорита, алунита, золота, висмута, полиметаллов, серебра и др. Кроме того, результаты глубокого всестороннего изучения вулканизма являются важнейшим звеном в познании истории геологического развития отдельных структурно-формационных зон и подзон Тянь-Шаня, а также земной коры и верхней мантии.

В отделе петрологии и металлогении ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева с 1960 г. ведутся специальные петрографо-геохимические исследования вулканитов под общим руководством И. Х. Хамрабаева. Результаты этих работ легли в основу данной монографии, которая представляет собой первый итог многолетних исследований и отражает начальный этап решения сложной и многообразной проблемы «Вулканизм Узбекистана». Поэтому в настоящей работе не приведены материалы по нижнепалеозойским вулканитам Туркестанского и Зарафшанского хребтов и Южной Ферганы, а также по вулканогенным породам докембрия Узбекистана, которые только начинают изучаться.

Остановимся на некоторых терминах, употребляемых в дальнейшем.

Вулканическая формация — совокупность всех фациальных разновидностей вулканогенных пород, связанных единством источника образования и соответствующих определенной стадии (этапу) развития конкретной геотектонической структуры. Названия формаций отражают состав преобладающих типов пород или крайних дифференциатов.

Номенклатура пород дается согласно рекомендациям терминологической комиссии IV Всесоюзного петрографического совещания.

Материалы в настоящей монографии излагаются по региональному принципу. Территория Узбекистана делится нами на три области — *Восточную, Западную и Южную. Принятое деление целесообразно по* следующим причинам: во-первых, оно отражает истинный характер особенностей развития магматизма, тектоники и рудогенеза; во-вторых, выделенные регионы соответствуют наиболее крупным тектоническим

единицам (геосинклинальные области, срединные массивы). Кроме того, сохранена традиционная терминология, принятая ранее («Петрография Узбекистана», т. 1, 2).

Восточный Узбекистан включает Каржантауский, Кураминский хребты и юго-запад Чаткальского (Кураминская подзона).

По мнению ряда авторов (Борисов, 1970; и др.), Кураминская подзона входит в состав Фергано-Кураминского срединного массива, занимающего площадь около 340 тыс. $км^2$, обрамляющегося рядом вулканических дуг девонского, карбонового и пермского возраста, внутри которых выделяется ряд ареалов. По мнению других авторов (Е. Д. Карпова, В. А. Арапов, Т. Н. Далимов), современные площади развития вулканитов Каржантау-Кураминских гор представляют собой часть сложного вулкано-плутонического пояса, отделяющего срединный массив от Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной области.

В Западный Узбекистан входят: Султануиздаг, Центральные Кызылкумы, Нуратинские горы и западные окончания Туркестанского и Зарафшанского хребтов.

Южный Узбекистан охватывает Гиссарский хребет и его юго-западные отроги. Этот регион состоит из двух структурно-формационных подзон: Южно-Гиссарской субгеосинклинальной и Байсунской (срединный массив Юго-Западного Гиссара). По нашему мнению, Южно-Гиссарская подзона по ряду особенностей (набору формаций, типу разрезов) близка к Западному Узбекистану и должна рассматриваться как часть эвгеосинклинальной зоны Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали.

Принимая во внимание условность и дискуссионность подобного деления территории республики, а также отсутствие достоверных границ между тектоническими элементами, мы начинаем каждый из трех упомянутых разделов с материалов по геотектоническому районированию рассматриваемой территории. В некоторых случаях предлагается новое районирование, основанное главным образом на более глубоком изучении вулканизма и магматизма.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

Рассмотрим основные моменты в изучении вулканических формаций Узбекистана. Первый период (30—40-е годы) изучения вулканических образований Тянь-Шаня можно назвать стратиграфическим[1] (В. И. Попов, П. П. Чуенко, Д. В. Наливкин, И. В. Мушкетов, Н. К. Морозенко и др.). В этот период были выделены многие свиты.

Работа Н. П. Васильковского «Стратиграфия и вулканизм юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня» (1952) во многом определила дальнейшее развитие поисковых, геологических, картировочных работ в Кураминской подзоне. Именно в ней впервые приводится достаточно стройная схема стратиграфии вулканитов Кураминской подзоны.

В результате рассмотрения вулканических образований в стратиграфическом аспекте определен возраст вулканических свит, обоснованный палеонтологическими и палеофитологическими данными (Т. А. Си-

[1] В монографии «Методика картирования вулканических формаций» Е. Ф. Малеев выделяет следующие три этапа: петрографический, петрографо-стратиграфический и вулканологический. Естественно, что разные регионы имели свои особенности и историю изучения.

кстель, Ф. Р. Бенш, Л. И. Савицкая, О. Брик и др.); в схеме геолого-исторического развития отдельных районов нашли отражение вулканогенные образования (Н. П. Васильковский, М. М. Кухтиков, Б. Л. Каждан, И. П. Кушнарев и др.), в результате чего определялась их тектоническая позиция.

Но, к сожалению, стратиграфический метод изучения вулканитов не позволил выявить те их особенности (тип извержения, вещественный состав, петрохимию и геохимию), которые лежат в основе прогнозирования месторождений, обусловленных вулканизмом. В процессе решения этих задач возникла необходимость детального крупномасштабного картирования Кураминской подзоны — уникальной вулканической провинции Средней Азии. По существу с этих работ начинается второй — петрологический период изучения вулканитов региона, обусловивший переход к формационному, а затем и фациальному анализам. Вулканогенные породы уже исследуются не как составная часть осадочной толщи, а как самостоятельная единица, определяющаяся составом, типом образования и местом в геологической истории.

Однако этот период не синхронен во всех регионах республики. Так, в Западном Узбекистане специальные петрологические исследования вулканогенных формаций (А. А. Кустарникова) совпадали с детальными стратиграфическими работами и крупномасштабными съемками (К. К. Пятков, А. К. Бухарин, А. А. Кулеш, В. С. Корсаков, Ш. Ш. Сабдюшев и др.), а иногда даже опережали их. В результате появилась необходимость корректировки геотектонического районирования этой территории, которая произведена К. К. Пятковым, А. К. Бухариным, И. А. Пяновской, Ю. К. Быковским (1967), М. А. Ахмеджановым и др. В основу ее легли более детальные материалы по магматизму и, особенно, вулканизму Западного Узбекистана. Отсутствие достаточно обоснованной датировки возраста вулканогенных образований способствовало появлению двойственности и условности в решении ряда петрологических вопросов.

Комплекс докембрийских, нижнепалеозойских и верхнепалеозойских образований, за исключением дробной схемы карбоновых отложений Южного Узбекистана, изучен слабо (Ф. Р. Бенш). В результате исследований С. К. Овчинникова, А. Т. Тарасенко, Е. Н. Горецкой, Л. И. Савицкой, А. В. Покровского, Г. С. Чикрызова и др. на этой территории условно выделен ряд вулканогенных свит.

Таким образом, во второй петрографический период работы по изучению вулканических образований наибольший размах получили в Кураминской подзоне. Это связано с тем, что к концу 50-х годов была установлена рудоносность вулканогенных формаций данного района. Специальными тематическими исследованиями (В. А. Арапов, С. М. Бабаходжаев, Ф. Ш. Раджабов, И. М. Мирходжаев, И. Е. Сморчков, О. П. Елисеева, И. М. Воловикова, Р. А. Мусин, К. Урунбаев, Т. Н. Далимов, А. Ярмухамедов и др.) выявлены особенности вещественного состава ряда вулканических формаций Юго-Западного Чаткала, Каржантау, Карамазара. Этими авторами исследованы преимущественно формации кислого и среднего состава пермо-триасового и карбонового возраста, тогда как мощный вулканизм девона — нижнего карбона еще не изучен.

В Западном Узбекистане вещественный состав, геохимия вулканических формаций изучаются А. А. Кустарниковой и В. С. Чекуновым, в Южном Узбекистане — В. А. Пимшиной и др. В настоящее время петрологическое изучение вулканитов в Южном Узбекистане ведется главным образом сотрудниками Института геологии и геофизики АН

УзССР (Т. Н. Далимов, Т. Т. Шарипов и др.). Вещественный состав вулканических образований Алая и Туркестана изучен весьма слабо.

Для проведения крупномасштабного картирования в ряде районов необходимы фациальный анализ вулканогенных формаций и реконструкция древних вулканических построек. Еще на Первом вулканологическом совещании поднимался вопрос о тщательном фациальном анализе вулканогенных формаций, без которого детальное крупномасштабное картирование теряет смысл, так как невозможно установить историю формирования вулканических образований.

Выделенные стратиграфами «вулканогенные свиты» и «толщи» не удовлетворяют требованиям современности. Накопленный к настоящему времени материал путем анализа фаций позволил реконструировать ряд древних вулканов (Н. П. Лаверов, Б. Л. Рыбалов, В. А. Арапов, В. Т. Юдин, Т. Н. Далимов, В. Н. Ткачев, А. Антонов и др.). По предложению Е. Ф. Малеева (1969), настоящий период можно назвать вулканологическим.

Вулканологические исследования на территории республики только начинаются, но уже сейчас можно сделать некоторые выводы. Так, отчетливо вырисовывается роль своеобразной игнимбритовой формации, связанной с кальдерами обрушения и мульдами проседания (Н. П. Лаверов, В. А. Арапов) и близповерхностными интрузиями (Т. Н. Далимов). Признание полифациальности вулканических формаций позволило обосновать выделение сложных вулкано-интрузивных формаций (Ф. Ш. Раджабов, В. А. Арапов, К. Урунбаев, Т. Н. Далимов), с которыми связан ряд своеобразных месторождений (А. А. Кустарникова, А. А. Малахов, В. С. Чекунов, Т. М. Воронич, Л. М. Глейзер и др.).

Наиболее изучены вулканические образования Кураминской структурно-формационной подзоны, Западного и Южного Узбекистана. Именно в этих районах установлены определенные типы рудных месторождений, связанных с вулканитами. Поэтому вывод И. Х. Хамрабаева (1969) о том, что эндогенные месторождения выявляются главным образом в областях с детально изученным магматизмом, вполне подтверждается.

Среди большого разнообразия вулканогенных формаций исследованы формации кислого и среднего состава; базальты, спилиты, андезито-базальты — изучены недостаточно.

В отношении возраста наиболее изучены пермские, пермо-триасовые, карбоновые формации, в меньшей степени — нижнего палеозоя и почти не исследованы вулканиты докембрия. Поэтому в данной работе преобладают материалы по верхнепалеозойскому вулканизму республики.

К ФАЦИАЛЬНОМУ АНАЛИЗУ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

В настоящее время стало очевидным, что главные признаки, положенные в основу до сих пор существующего метода геологического картирования вулканических областей,— несогласия между свитами, химический состав, соотношение туфов и лав — не могут быть признаны универсальными. Хорошей иллюстрацией этого является Кураминская подзона. До настоящего времени усилия многочисленных геологов были направлены на стратификацию и прослеживание вулканогенных образований с выделением ряда свит (аркутсайской, уинской, минбулакской, оясайской, акчинской, равашской, кызылнуринской, лачинханин-

ской, кучарской). Эти свиты отличались по составу, отделялись одна от другой несогласиями и в ряде случаев характеризовались флорой. Однако ни одна из них не является общепризнанной, маркирующей. Возрастное положение их и объемы изменяются ежегодно, являясь объектом оживленной дискуссии в течение последних 20 лет. Видимо, критерии, положенные в основу выделения этих свит, нуждаются в серьезной проверке.

По мнению Н. П. Васильковского (1952) и других авторов, каждая вулканогенная свита отделяется от ниже- или вышележащей несогласиями и базальными горизонтами. Однако большинство границ, намеченных Н. П. Васильковским и его последователями, позже было изменено или пересмотрено (между минбулакской и акчинской, оясайской и шурабсайской свитами и др.).

На необходимость критической оценки роли несогласий при выделении свит в областях палеовулканизма указывали Ф. Ш. Раджабов (1962), Е. Ф. Малеев (1964, 1970), В. А. Арапов (1966, 1968), Т. Н. Далимов (1965), В. Т. Юдин (1966), В. Н. Ткачев (1967) и др. По мнению этих исследователей, значение, которое придавалось несогласиям при выделении свит, механически перенесено из области изучения осадочных формаций в область изучения вулканитов. О недопустимости этого положения свидетельствует ряд факторов.

1. В областях современного вулканизма накопление вулканитов и рыхлых вулкано-терригенных, терригенных и молласовых образований происходит одновременно. Мы убедились в этом при осмотре Авачинской группы вулканов в 1964 г. Об этом же свидетельствуют и многочисленные примеры, приведенные в современной геологической и вулканологической литературе. Следовательно, наличие конгломератов, песчаников с галькой вышележащих вулканогенных толщ не может быть признаком разновозрастности отдельных свит.

2. Вулканогенные отложения кислого и среднего состава (липаритовая и андезитовая формации) формируются во время вертикальных перемещений отдельных блоков и, естественно, интенсивно денудируются, что приводит к образованию несогласий между толщами, сформировавшимися в течение одного, довольно кратковременного периода вулканизма. В результате катастрофических извержений вулканическая постройка деформируется (обрушение вулкана, его обезглавливание, формирование конусов типа Сомма — Везувий), что вызывает угловые и азимутальные несогласия. Эти несогласия, прослеживающиеся на значительном расстоянии, также не могут быть положены в основу выделения свит или формаций.

3. В вулканических областях несогласия могут возникать при внедрении экструзий, куполов, субвулканических тел, вызывающих в результате механической активности ряд пликативных дислокаций.

Таким образом, несогласия, фиксирующиеся между отдельными толщами вулканогенных пород, отражают сложный многостадийный характер их формирования, но не являются признаками разновозрастности. Изучение и фиксация этих несогласий важны потому, что в результате можно установить стадии, импульсы действия отдельных вулканических построек, восстановить историю их развития.

В настоящее время в практике геологического картирования отдельных вулканических областей (Кураминский хр.) сложилось мнение, что формирование вулканитов происходило непрерывно от C_1V до P_2— T_1 включительно. Каждой выделенной свите придается довольно широкий возрастной индекс (например, акчинской — C_2, оясайской — C_3 или C_3—P_1). Но в современных вулканических областях аналогич-

ные образования формируются в пределах 20—60 тыс. лет (Малеев, 1970) и нет никаких оснований для того, чтобы отводить отдел, период или даже ярус геохронологической шкалы для накопления вулканитов.

По мнению Е. Ф. Малеева (1969), Е. К. Мархинина (1967, 1968) и др., выделение свит только по петрографическому составу и петрохимии также приводит к недоразумениям.

Из приведенного следует, что признаки, положенные в основу выделения вулканогенных свит, до сих пор механически заимствовались из области изучения осадочных формаций и непригодны при исследовании вулканогенных образований.

Объективным и единственно правильным методом изучения вулканогенных образований является фациальный[1] анализ. При этом не исключаются петрографический, петрогеохимический и стратиграфический методы. Фациальный анализ вулканических формаций, подкрепленный углубленными петролого-геохимическими исследованиями, позволяет решить вопросы металлогенической специализации отдельных формаций и изучить условия их образования. Однако эти важные вопросы только начинают разрабатываться.

В настоящее время существуют классификации фаций (Малеев, 1962, 1969; Мархинин, 1965; и др.), построенные на материалах по изучению современного вулканизма. Это обстоятельство имеет и положительные и отрицательные стороны.

Классификация фаций вулканогенных пород, основанная на примере современного вулканизма, не всегда применима к палеовулканическим формациям, потому что последние, как правило, метаморфизуются, центры извержений уничтожаются, нивелируются. Вулканические породы подвергаются вторичным изменениям, которые в значительной мере маскируют их природу. Поэтому, не оспаривая преимуществ фациального анализа современных вулканических формаций, мы полагаем, что для древних (домезозойских, во всяком случае) формаций должна быть разработана своя классификация, учитывающая все достижения в этой области, а также конкретную геологоисторическую обстановку данного района.

Принципы построения классификации фаций современного вулканизма весьма сложны и не всегда выдерживаются. Достаточно отметить, что вулканическая фация в одних случаях — это порода («игнимбритовая», «ксенотуфовая» и «агглютинатовая») в других случаях она выделяется в зависимости от расположения к центру извержения (прикратерная, удаленная и т. д.), в-третьих — по палеогеографическому и геотектоническому признакам (наземная, подводная, орогенная, платформенная и геосинклинальная).

Разнообразие принципов, положенных в основу этих классификаций, и достаточный отрыв от условий палеовулканизма делают их затруднительными для практического использования. Например, липаритовая формация Юго-Западного Чаткала (P_2—T_1) довольно хорошо изучена, но выделить в ней фации околократерной, промежуточной и удаленной зон затруднительно, поскольку в настоящее время определить ареалы воздействия каждого отдельно взятого центра извержения невозможно.

Вулканические породы представляют собой сложные гетерогенные образования, различающиеся типом вулканизма, характером извержения, существующей в момент формирования вулканитов палеографиче-

[1] Е. Ф. Малеев предлагает называть этот метод вулканологическим.

ской обстановкой, составом изливающейся магмы. Эти факторы должны быть учтены при определении термина «фация».

В дальнейшем под фацией вулканических пород мы будем понимать совокупность условий образования вулканитов, обусловленных типом извержения, составом изливающейся магмы и палеогеографической обстановкой, складывающейся в тот или иной момент[1].

Однако в настоящее время необходимо выделять не только фации как единственные таксономические единицы, но и их группы или сообщества. Вулканические образования, сформировавшиеся в разнообразных условиях (наземные, подводные, прибрежно-морские и др.), рассматриваются зачастую как единая вулканическая фация. Аналогично этому и интрузивные образования, сформированные в широком диапазоне глубин, объединяются в единую «интрузивную фацию». В связи с этим мы предлагаем различать следующие таксономические единицы: комплексы и семейства фаций, фации и субфации (Хамрабаев, Далимов, 1970).

Комплекс фаций соответствует различным формам проявления магматических процессов: вулканической (излившейся) и интрузивной (глубинной).

Семейство фаций вулканитов представляет собой совокупность вулканогенных пород (лавовых, пирокластических, экструзивных, субвулканических), образовавшихся при сходных или одинаковых структурно-геологических и палеогеографических условиях (наземных, подводных и т. д.).

Выделенные таксономические единицы — «комплекс фаций», «семейство фаций», «фация» в целом близки к фациальным единицам Д. В. Наливкина (1955) — «нимия», «сервия», «формация».

В соответствии с вышеизложенным мы предлагаем вариант фациального расчленения вулканических пород (табл. 1). Эта схема не является окончательной, но уже из нее видно, что вулканические образования формируются в крайне сложных условиях. В этой схеме субфации не выделены.

При выделении фаций вулканитов необходимо учитывать определенные комплексы признаков. Е. Ф. Малеев (1962, 1969) для определения семейства геосинклинальных фаций предлагает следующие признаки (критерии): наличие в вулканитах морской фауны; присутствие железистых, марганцевистых, фосфоритовых осадков; неокисленные подушечные лавы и агломераты со сферическими и радиальными системами трещин; миндалекаменные структуры с хлоритом и кальцитом, халцедоном, наличие гиалокластитов.

На наш взгляд, к этим критериям необходимо добавить следующие: ассоциацию вулканитов с типично морскими фациями (глины, известняки); высокую степень отсортированности вулканического и вулканотерригенного материала часто с хорошей отчетливой слоистостью; для подводных вулканических фаций характерно широкое развитие процессов зеленокаменного перерождения, с чем связано низкое значение коэффициентов окисленности железа, которое для наземных вулканических фаций всегда больше единицы.

К критериям семейства фаций наземного вулканизма многие авторы относят следующие: наличие игнимбритовой формации, разнообразных туфолав, экструзивных куполов, а также агглютинатов (первичных и вторичных), развивающихся в прикратерной зоне, неотсортирован-

[1] Соотношение между терминами «формация» и «фация» трактуется по-разному. Мы считаем, что формация отражает состав, тектонические особенности и другие общие свойства пород, а фация — условия их образования.

ность вулканического материала, отсутствие слоистости, совершенно отчетливое краснокаменное изменение пород и связанное с ним высокое значение $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ и степень их намагниченности.

Критерии для выделения фаций вулканитов разработаны еще не окончательно.

Эксплозивная фация. К ней относятся туфы, игнимбриты, туфобрекчии, агломераты и т. д. Главной их особенностью является обломочный характер (вулканокластическая группа пород), свидетельствующий о взрывном вулканизме.

По данным Е. Ф. Малеева (1965, 1969), пирокластические образования свойственны прикратерным, промежуточным и удаленным от центра зонам. Кроме того, разнообразие пирокластических образований

Таблица 1

Схема фаций вулканических пород Узбекистана. Составил Т. Н. Далимов

Комплекс фаций	Семейство фаций	Фация	Состав пород
Вулканический	Наземное (орогенное)	Эксплозивная	Туфы, игнимбриты, туфобрекчии, агломераты
		Эффузивная	Покровы лав, лавобрекчий
		Жерловая	Экструзивные купола, эруптивные дайки
		Вулкано-терригенная	Туффиты, туфопесчаники и др.
		Субвулканическая	
		Гипабиссальная	
	Подводное (геосиниклинальное)	Эксплозивная	Туфы, туфобрекчии, агломераты и др.
		Эффузивная	Подушечные лавы, потоки лавобрекчии и др.
		Жерловая	Купола, одно- и многоактные эруптивные дайки
		Субвулканическая	
		Вулкано-терригенная	Туффиты, туфопесчаники, яшмы, кремний и т. д.

зависит от типов извержений. Так, в прикратерных участках эксплозивные породы характеризуются плохой сортировкой материала, грубой слоистостью, отсутствием тонкообломочных пород.

Извержения катмайско-безымянного типа сопровождаются образованием пемзовых и агломератовых потоков, занимающих большие площади. В этом случае для пирокластических пород характерны отсутствие слоистости, грубообломочный характер, округленность осколков, следы фумарольного воздействия, слабое спекание пепловых частиц.

В случае направленных взрывов (вулканы Мон-Пеле, Суфриер, Мерапи, Безымянный, Шевелуч и др.) грубообломочный материал имеет пластообразную форму, вытянутую вдоль направления взрыва, и резко преобладает над мелкообломочным, подвергавшимся воздушной сепарации.

Существенную часть эксплозивных образований составляют игнимбриты, характеризующиеся большим площадным распространением, приводящим к выравниванию древнего рельефа; столбчатой отдельностью; сложным строением покровов, обусловленным сменой туфов, спекшихся туфов и игнимбритов (вертикальная зональность); наличием фьямме и его изменчивостью от основания покрова к верхам; реликтами пепловой, пемзокластической структур, свидетельствующими об их

пирокластической природе и т. д., фьямме обычно имеют более основной состав по сравнению с базисом и обусловлены процессами ликвации в канале вулкана.

Петрографически внутри образований эксплозивной фации туфы и игнимбриты, соответствующие двум субфациям, различаются также весьма четко. Для всех разновидностей туфов свойственно отсутствие следов спекания (литокластические, витрокластические и другие типы структур), тогда как для игнимбритов — спекание и образование аксиолитов—характернейший признак. Кроме того, игнимбриты обладают игнимбритовым, пемзокластическим, лавокластическим типами структур.

В петрохимическом отношении породы этой фации также весьма четко разделяются на две группы: туфы, характеризующиеся большими значениями величин стандартного отклонения и дисперсии распределения SiO_2, K_2O, Na_2O, CaO, Al_2O_3, и игнимбриты, где эти статистические параметры имеют меньшую величину (Далимов, 1970).

Эффузивная фация кислых вулканогенных формаций распространена нешироко. Обычно это небольшие маломощные покровы липаритов, дацитов, тесно связанных с центрами излияния. Отличительные особенности (структурные, вещественные) пород этой фации очевидны и поэтому на них мы не останавливаемся.

Жерловая фация. В зоне жерла вулканической постройки формируются пирокластические, экструзивные, субвулканические образования. Правильнее было бы выделять не единую жерловую фацию, а группу околожерловых фаций, но для этого пока нет достаточных материалов.

Собранный материал свидетельствует о том, что породы этой фации локализуются в участках развития разломов, в зонах их пересечения и приурочены в большинстве случаев к краевым частям специфических структур (вулкано-тектонические депрессии, участки кальдерного обрушения).

Особенностью участков развития пород данной фации, кроме указанных, является наличие полукольцевых и кольцевых разломов, кольцевых даек, насыщенность экструзивно-субвулканическими образованиями, наличие эруптивных даек, иногда радиально расходящихся от предполагаемого центра извержения.

При выделении пород жерловой фации необходимо учитывать изменение характера грубой пирокластики и коэффициента пирокластичности (А. С. Калугин). К образованиям этой фации относятся лавовые, туфовидные породы в интрузивном залегании с весьма четкими контактами.

Экструзивная фация. Существенной составляющей вулканических формаций являются экструзивные купола, весьма напоминающие субвулканические образования. По мнению Е. Ф. Малеева (1969), для экструзий и экструзивных куполов характерно образование купольных брекчий (агломератовая мантия). По периферии этих куполов устанавливаются своеобразные кластолавы, выжатые на поверхность. В условиях древних вулканических формаций к экструзиям относятся, как правило, тела лакколитообразной формы, слабо эродированные, сопровождающиеся многочисленными эруптивными брекчиями. Особенностью их является наличие так называемой «хлебной корки» остывания, столбчатая отдельность и т. д.

Критерии для выделения субвулканических и гипабиссальных интрузий, связанных с вулканитами, рассмотрены нами ранее (Далимов и др., 1968; Хамрабаев, Далимов, Айзенштат, 1969; и др.), поэтому здесь не приведены.

ЧАСТЬ I

ЮЖНЫЙ УЗБЕКИСТАН

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Южный Узбекистан занимает западную часть Гиссарского хребта и его юго-западные отроги (хребты Сурхантау, Байсунтау, Чакчар и Яккабагские горы).

В тектонических схемах Н. М. Синицына (1957), В. И. Попова (1938), А. П. Марковского (1965) территория Южного Узбекистана рассматривается как самостоятельная геотектоническая единица. Одни авторы (Абдуллаев и др., 1962) считают ее срединным массивом, другие — ядерным участком (Попов, 1938), третьи — активизированным выступом Русской (Европейской) платформы (Ахмеджанов, Борисов, 1966).

В настоящее время существует несколько схем районирования[1] территории Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. Так, Н. К. Морозенко и Е. Н. Горецкая (1962) разделяют эту область на три района: западный, центральный и северный. М. М. Кухтиков (1966) подразделяет территорию Гиссаро-Алая на ряд зон, из которых в пределах Южного Узбекистана находятся: Османталинская, Сурхантауская, Байсун-Кштутская, Бешнауская, Центрально-Гиссарская и др. По мнению названного автора, каждая из этих зон отличается друг от друга типом разреза, характером магматизма, историей развития и типом структур. И. А. Кензин (1965) среди этих зон выделяет ряд районов и участков, в значительной мере детализируя их границы.

В последние годы некоторые исследователи возражают против такого районирования. Так, В. А. Хохлов, В. Е. Головин, А. В. Покровский (1968, 1969) разделяет Южный Узбекистан на две структурно-формационные зоны: Южно-Гиссарскую субгеосинклинальную и собственно Байсунский срединный массив, основываясь на различном характере их развития, различном наборе магматических формаций и т. д.

На унифицированной рабочей схеме магматизма Средней Азии территория Южного Узбекистана также подразделяется на две структурно-формационные зоны: Байсунскую (юго-западные отроги Гиссара) и Южно-Гиссарскую (Горецкая, 1964). Это же подразделение мы находим на «Тектонической карте Узбекской ССР» (1967—1968). Такое районирование подтверждается новейшими исследованиями Д. А. Рубанова и др.

---

[1] Рассмотрение особенностей тектонического районирования Южного Узбекистана выходит за рамки данного исследования. Исчерпывающие сведения по этому вопросу имеются в работах В. И. Попова, Н. М. Синицына, М. М. Кухтикова, Е. Н. Горецкой, И. А. Кензина и др.

Главнейшие отличительные особенности этих зон следующие. В Байсунском срединном массиве широко развиты докембрийские метаморфические образования, отсутствующие в соседней субгеосинклинальной Южно-Гиссарской зоне. На территории Таджикистана он может быть сопоставлен только с Каратегином или Гармским блоком.

Отмечается исключительное развитие древних (докарбоновых) гранитов абиссальной и ультраабиссальной фаций, которые отсутствуют на территории Южно-Гиссарской зоны, отличающейся широким развитием гранитоидных формаций средних и малых глубин (Далимов, Алиев, Головин, Айзенштат, 1971). Этим обусловлена различная металлогеническая специализация названных районов.

В Байсунском срединном массиве отсутствуют отложения кембрия, ордовика, силура, девона, которые в той или иной степени развиты в Южно-Гиссарской зоне. В первой структуре чрезвычайно широко распространены липаритовая (существенно вулканическая) формация C_1v_1, которая в настоящее время определяет металлогению этого региона (колчеданно-полиметаллические месторождения Сулукуль, Хандиза, Малянгур и др.). В Южно-Гиссарской зоне эта формация отсутствует.

Одним из существенных различий названных структур является характер их развития. Южно-Гиссарской субгеосинклинальной зоне, заложенной, по М. М. Кухтикову (1967), в раннем палеозое, присущ довольно спокойный режим развития. Бурная магматическая деятельность начинается здесь с раннекарбонового времени и продолжается до триаса. Кроме того, эта зона характеризуется набором типично геосинклинальных магматических формаций — спилито-диабазовой, габбро-перидотитовой — в ранней стадии, габбро-гранодиорит-гранитовой, андезитовой — в стадию инверсии, липаритовой, гранит-граносиенитовой — в постконсолидационную и щелочных базальтов и габброидов — в стадию активизации (Баратов, Мушкин и др., 1969). Байсунский срединный массив начиная с конца докембрия (возможно, венда?) существует как длительно размывавшаяся стабильная область. Наиболее активный пароксизм магматической деятельности приходится на раннекаледонский (?) период, т. е. на время формирования формации двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитоидов и т. д. Широко развитые в этом районе кислые вулканиты (липаритовая формация), отдельные фрагменты спилито-диабазовой формации C_1 происходили в результате отраженной активизации в связи с развитием Южно-Гиссарской зоны.

На основании вышесказанного мы, как и предыдущие исследователи, выделяем на территории Южного Узбекистана две структурно-формационные зоны: Байсунскую и Южно-Гиссарскую[1].

Байсунская зона (юго-западные отроги Гиссарского хребта) отделяется от смежной Южно-Гиссарской Южно-Гиссарским краевым разломом, который трассируется выходами основных и ультраосновных пород (Кундаджуазский, Захчинский массивы и др.). Ширина этой зоны определяется по-разному (от 10 до 25 *км*). На юге зона погружается под мезокайнозойские отложения. Но в последние годы южная граница ее становится довольно отчетливой благодаря установлению глубинного характера Южно-Сурхантауского разлома (Хамрабаев, Далимов, Попова, Велитченко, 1967, 1969), прослеженного от сел. Вахши-

[1] Граница между этими зонами проводится по Южно-Гиссарскому глубинному разлому с небольшими изменениями.

вар до сел. Готхаки и далее к бассейну р. Кайрак (это подтверждается и геофизическими исследованиями). По данным Х. Юсупходжаева (1970), в области развития этого разлома намечается существенное

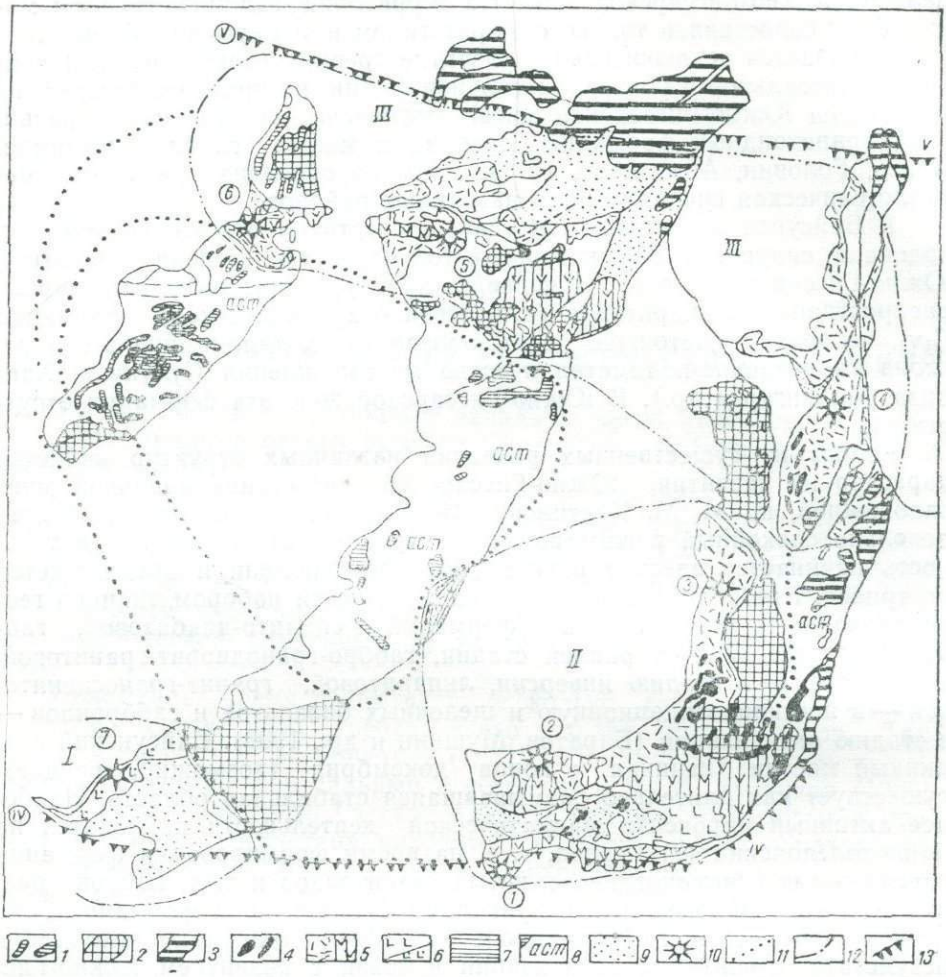


Рис. 1. Схема зональности в размещении гранитоидных формаций юго-западных отрогов Гиссара (составили Т. Н. Далимов, В. Е. Головин, В. А. Хохлов).

Формации:

1 — мигматитовая (докембрий); *2* — двуслюдяных гранитов ($Д_3 - Д_3$); *3* — габбро-гранодиорит-гранитовая ($C_2 - C_3$); *4* — гранит-граносиенит-порфировая (P_1); *5* — липаритовая и ее субвулканические аналоги (C_1); *6* — спилито-диабазовая; *7* — мезокайнозойский чехол; *8* — докембрийские гнейсы и сланцы; *9* — флишоидные образования C_3; *10* — центры вулканической деятельности; *11* — границы Байсун-Чакчарского ядра и его обрамления; *12* — границы вулкано-тектонических депрессий; *13* — зоны глубинных разломов.

Цифры на рисунке:

I — фрагмент Кайракского прогиба; *II* — Сурхантау-Дималекская вулкано-тектоническая депрессия; *III* — Хандиза-Чакчарская вулкано-тектоническая депрессия; *IV* — Южно-Сурхантауский глубинный разлом; *V* — Южно-Гиссарский глубинный разлом.

Центры извержений:

1 — Готхакинский; *2* — Дибалинский; *3* — Ходжабарку-Малянгурский; *4* — Хандизинский: *5* — Кызылмечетский; *6* — Карасанский; *7* — Кайракский.

изменение поведения границы Моха и Конрада. Вдоль него внедряются тела серпентинитов (Аксу, Бадава) и локализуются центры древней (карбоновой) вулканической деятельности. Выходящая на современную поверхность площадь срединного массива ориентировочно равна 16560 *км*^{2}.

Таблица 2

Площади геологических образований Юго-Западного и Южного Гиссара

Геологические образования	Возраст	Площадь развития (км²)					Сумма площадей всех геологических образований	% % к общей площади всех геологических образований	Сумма площадей домезозойских образований	% % к общей площади всех домезозойских образований	Сумма площадей всех возрастных типов пород	% % к общей площади всех геологических образований	Сумма площадей домезозойских возрастных типов пород	Отношения геологических образований
		Западная часть Южного Гиссара	Сусыгтау	Байсунтау	Сурхантау	Кугитангтау								
	Mz—Kz						5704,05	71,16			5704,05	71,16		
Осадочно-эффузивные	P_2 T_1			0,60			0,60	0,01	0,60	0,03				
	Pz_3, нерасчл.	2,80					2,80	0,04	2,80	0,12				$\frac{S—T_1}{a\ Cm} = \frac{528,84}{447,04} = 1,18$
	$C_3—P_1$			31,56			31,56	0,39	31,56	1,37				
	C_2+Pz_2	140,84		64,28			205,12	2,56	205,12	8,88	975,88	12,17	957,88	
	$C_1—C_2$	102,76	6,28	29,28	130,08	5,40	273,80	3,42	273,80	11,84				$\frac{\lambda\pi\ P_1}{\lambda\pi C_{1-2}} = \frac{10,68}{89,43} = 0,12$
Осадочные и осадочно-метаморфические	D_2	11,40					11,44	0,14	11,44	0,50				
	S	3,52					3,52	0,04	3,52	0,15				
	aCm (?)	194,96		160,08	82,64	9,36	447,04	19,34						$\frac{\gamma(a\ C—P_1)—\lambda\pi\ (C_1—P_1)}{\gamma\delta\ a\ Cm} =$
Субвулканические (гранитоидные)	$\lambda\pi$ P_1		2,68		8,04		10,68	0,13	10,68	0,46				
	$\lambda\pi$ C_{1-2}	20,76		52,96	15,71		89,43	1,12	89,42	3,87				$\frac{1263,75}{67,84} = 18,72$
Малые интрузии (гранитоидные)	γ P_1	13,68					13,68	0,17	13,68	0,59				
	γ C_2	8,52				0,68	9,20	0,12	9,20	0,40				
Гранитоиды	$\gamma—\gamma\delta$ C_2	608,20		46,00	6,04	138,32	798,56	9,96	798,56	34,55	1335,47	16,67	1335,47	
	$\gamma—\delta$ C_2	281,04			0,80	0,48	282,32	3,52	282,32	12,21				
	γ a C			59,88			59,88	0,75	59,88	2,59				
Гранитоиды, гранитогнейсы, гнейстоналиты	$\gamma\delta$ a Cm		24,08	3,00	40,76		67,84	0,85	67,84	2,93				
Гранитоиды	$\nu\delta—\delta$ C_2	1,28		0,44		2,16	3,88	0,05	3,88	0,17				
Сумма		1389,80	33,04	448,08	284,03	156,40	8015,40	100,00	2311,35	100,00	8015,40	100,00	2311,35	

Примечание. Подсчет площадей развития произведен на основе крупномасштабной карты под редакцией Х. Т. Туляганова, В. Г. Гарьковца, 1962.

По данным новейших подсчетов объемов геологических образований (табл. 2), Байсунский срединный массив характеризуется очень высокой степенью магмонасыщенности и в этом смысле может быть сопоставим с Кураминской подзоной. В результате анализа современной структуры размещения гранитоидных формаций в Байсунском массиве отмечаются элементы кольцевого строения (рис. 1).

В пределах юго-западных отрогов Гиссара отмечаются три зоны:

1. Ядро (внутренняя зона) охватывает Чакчарские горы, хребет Байсунтау, характеризуется большой мощностью докембрийских образований (10—13 *км*), высокой степенью их метаморфизма, соответствующей гранулитовой и амфиболитовой фациям, наличием пород мигматитовой формации, представленных андалузитовыми, гранатовыми, силлиманит-кордиеритовыми гранитами. Возраст этих гранитоидов, по данным В. А. Хохлова, В. Е. Головина, Т. Н. Далимова, докембрийский (600—630 млн. лет). По ряду особенностей состава, структуры и некоторым физико-химическим предпосылкам они относятся к ультраабиссальной фации ($H=10—14$ *км*, $P_{H_2O}=2—3$ *кбар*).

2. Средняя (промежуточная) зона охватывает северную часть хребтов Байсунтау, Сусызтау и Сурхантау. Здесь мощности докембрийских образований резко сокращаются до 2—3 *км*, породы соответствуют фации зеленых сланцев. Гранитоиды, представленные крупными штокообразными и батолитоподобными телами и сложенные двуслюдяными гранитами, соответствуют формации двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов (Обинаурузский, Бахчинский, Гуматагский, Вахшиварский массивы и др.). Возраст условно нижне-среднедевонский (330—340 млн. лет), глубина образования 7—8 *км* (абиссальная фация).

3. Внешняя зона (южное окончание Байсунтау, юг Сурхантау, бассейн рек Хандиза и Сангардак) характеризуется сложным строением благодаря наличию здесь формации малых порфировых интрузий, внегеосинклинальных, среднеглубинных гранитоидов (габбро-гранодиорит-гранитная формация, к которой относятся Синауский, Малянгурский, Поджурский, Маляндский массивы). Возраст этой формации средне-верхнекарбоновый, глубина становления 2,5—3,5 *км*. О кольцевом строении этого срединного массива во внешней зоне свидетельствуют ориентировка даек и дайкообразных тел гранит-порфиров, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и сиенито-диорит-порфиритов, расположение центров извержений, а также фрагменты разрывных нарушений по юго-западному контакту Гуматагского массива, разрывы, проходящие по югу Сурхантау и в его западной части (отрезок Вахшивар—Ушор—Сина—Поджур).

Существенной особенностью внешней зоны Байсунского срединного массива является наличие вулкано-тектонических структур, наложенных на докембрийский субстрат. Мы выделяем следующие структуры: Кайракскую, Сурхантау-Дималекскую, Хандиза-Чакчарскую, Яккабагскую. Они накладываются на докембрийско-каледонское жесткое основание, зачастую маскируя особенности его внутреннего строения. Некоторые структуры, вероятно, имеют приразломный характер (Кайракская). Все они, за исключением Кайракской, выполнены вулканитами нижнего карбона и характеризуются сложным внутренним строением.

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древними отложениями рассматриваемой территории являются образования докембрия, представленные сланцами, мигматитами, гнейсами, амфиболитами и другими глубокометаморфизированными

породами. Общая мощность их колеблется от 10 до 13 *км* (Хохлов, Головин, 1969, 1970). Особого внимания среди этих образований заслуживают ортоамфиболиты, которые, по мнению названных авторов, произошли в результате метаморфизма основных эффузивов (спилито-диабазовая формация)[1].

С резким угловым и азимутальным несогласием на докембрийские образования ложатся породы каменноугольного возраста, представленные разнообразными осадочными, вулканогенными и терригенными образованиями. Общая мощность отложений карбона 4,5—5 *км*. Исследованиями Г. С. Чикрызова (1949, 1950), Е. М. Головина (1941), С. К. Овчинникова (1950, 1956), А. Т. Тарасенко (1950, 1956), Е. Н. Горецкой (1960, 1962), Ф. Р. Бенш (1965) и др. эти породы разделены на свиты, характеристика которых приводится ниже.

Зойская свита (C_1t^2—v_1^1) впервые выделена Г. С. Чикрызовым в 1947 г. в бассейне р. Зой, где она развита на незначительных площадях (1,5—3 *км*^{2}). В дальнейшем она изучалась С. К. Овчинниковым, Ф. Р. Бенш (1965), С. Я. Лапидусом (1963) в хребтах Яккабаг, Чакчар, Сурхантау. В бассейне р. Зой свита представлена слюдистыми, углистыми сланцами, песчаниками с прослоями вулканических пород. По сборам А. А. Поповой и В. М. Велитченко в верхах разреза Л. И. Савицкой определен комплекс флоры, датирующий свиту как верхнее турне и нижнее визе.

В районе стратотипа (бассейн р. Зой) нижняя часть свиты состоит из конгломератов, песчаников, прослоев углистых сланцев и редко лав кварцевых порфиров. Общая мощность этой части разреза 107,4 *м*. Верхняя часть (106,5 *м*) представлена переслаиванием алевролитов, песчаников темно-серого и коричневого цвета. Общая мощность свиты здесь составляет 223,65 *м*.

488

В центральной части хребта Сурхантау (бассейн р. Вахшивар) мощность зойской свиты сокращается до 31—50 *м*, по нашим данным, и до 163 *м*, по Ф. Р. Бенш (1965). Здесь на размытой поверхности двуслюдяных гранитов Вахшиварского массива залегают конгломераты среднегалечные с галькой сланцев и гранитов (10 *м*), песчаники мелкозернистые (4 *м*), слоистые алевролиты (12 *м*), алевролиты углистые (6 *м*), кварцево-слюдистые песчаники (5 *м*).

Наибольшую мощность зойская свита имеет в верховьях р. Обинауруз, где она представлена теми же отложениями: песчаниками, алевролитами, конгломератами (нижняя пачка мощностью 132 *м*), туфитами, туфами, туфопесчаниками, гравелитами, алевролитами (верхняя пачка — 84 *м*).

Выделенные в разрезах Ф. Р. Бенш и Л. И. Савицкой (1963, 1964) горизонты дацитовых порфиров, по нашим данным, представляют собой более молодые экструзивные образования и поэтому в составе свиты не рассматриваются.

В Чакчарских горах разрез зойской свиты своеобразен. Здесь наряду с типичными для нее терригенными образованиями встречаются горизонты андезитовых и дацитовых порфиров.

Вахшиварская свита (C_1v^2—n^1) ранее выделялась под названием каратагской. Отложения ее на территории Байсунской зоны широко развиты и представлены преимущественно вулканогенными (туфы, игнимбриты, туфолавы, лавобрекчии, агломератовые туфы и т. д.), реже осадочными образованиями. Состав, структура и особен-

[1] Ввиду недостаточной изученности эти породы в настоящей работе не рассматриваются.

Библиотека

ности формирования свиты, относимой нами к липаритовой формации, охарактеризованы в соответствующих главах. Здесь же отметим, что стратотип ее находится в верховьях р. Вахшивар, мощность 1500—1700 *м*. Возраст ее по фауне брахиопод, кораллов, фораминифер достаточно четко датируется визе-намюром (Бенш, 1965).

Ходжирбулакская свита (C_1n^2—b^1) выделена впервые Е. М. Головиным в 1941 г. в урочище Ходжирбулак. Отложения ее (спилито-диабазовая формация) не характерны для территории рассматриваемой зоны. Свита сложена основными вулканитами (спилиты, диабазы, оливиновые порфириты и их туфы), известняками гониатитовыми и в меньшей мере терригенными образованиями. Стратотип ее изучен в пределах Южно-Гиссарской зоны в верховьях рек Каратаг, Ширкент, Сарбинсай, Кштут, где мощность ее 2—2,5 *км* (Горецкая, 1962). В юго-западных отрогах породы этой свиты встречаются в районе рек Бадава, Аксу, где мощности их незначительны (100—110 *м*).

Кайракская свита датировалась исследователями пермским возрастом. Основанием служило залегание порфиритов кайракской свиты (P_1) на фаунистически охарактеризованной алячапанской (C_3). Детальными исследованиями Ф. Р. Бенш (1965) и нашими установлено, что контакт этих свит имеет тектонический характер. В то же время структурно-геологическая и вещественная общность пород кайракской и ходжирбулакской свит (приуроченность к зоне Южно-Сурхантауского разлома) позволяет их считать условно нижнекарбоновыми.

Сагдорская свита (C_2b^2—m^1) выделена в бассейне р. Сагдор в Южно-Гиссарской зоне. Породы ее представлены переслаивающимися терригенными образованиями: алевролитами, песчаниками, аргиллитами, гравелитами и конгломератами. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта свита распространена в бассейне рек Аксу, Бадава, Зой, Вахшивар и др. Общая мощность ее на юге Сурхантау 700—750 *м*, а в центральной части Сурхантауской грабен-синклинали, по Ф. Р. Бенш — 2000 *м*.

Алячапанская свита (C_3) также имеет терригенный характер и представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА

Магматизм Южного Узбекистана весьма сложен и проявился от докембрия (ортоамфиболитовая, мигматитовая и андезито-липаритовая формации) до триаса (трахидолеритовая). Это, а также небольшое количество радиологических данных, неизученность отдельных комплексов, сложность тектонического развития района в значительной степени затрудняют создание единой, унифицированной схемы магматизма. Наиболее распространена в настоящее время схема И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко и др. (1960, 1969).

В ней Южный Узбекистан (Гиссарский хребет и его юго-западные отроги) рассматривается как единая тектоническая структура (область), а все гранитоидные тела — как сателлиты Гиссарского батолита («Петрография Узбекистана», кн. 2, 1966). Авторы этой схемы полагают, что разнообразие пород района обусловлено первоначальной аляскитовой магмой (1962, 1969). Собранный к настоящему времени материал в значительной мере противоречит схеме этих авторов.

О существенном различии между Байсунской и Южно-Гиссарской зонами мы уже упоминали. Здесь же отметим, что большинство интрузий Юго-Западного Гиссара (Вахшиварский, Бахчинский, Обинаурузский массивы и др.) повсеместно перекрыто фаунистически охарак-

теризованными отложениями карбона и к герцинидам не имеет никакого отношения. Поэтому не случайно, что в ранних схемах Г. С. Чикрызова (1953) и С. К. Овчинникова (1950, 1956) фигурировали древние (докарбоновые) «айлянгарский» и «сурхантауский» комплексы. Накопленные нами радиологические данные по этим интрузиям (350—360 млн. лет), а также картирование контактов этих интрузий с конгломератами свидетельствуют о существовании мощного докарбонового магматизма.

Сравнительным анализом вещественного состава, оптики породообразующих минералов, глубины формирования гранитоидов Южного Гиссара и его юго-западных отрогов установлено, что гранитоиды Юго-Западного Гиссара не могут быть его сателлитами (Далимов, 1968—1969). Например, совершенно не характерна для Южного Гиссара формация высокоглиноземистых гранитов (Головин, 1967).

Физико-химические исследования показывают, что получение габбро, горнблендитов и других основных пород из кислой (аляскитовой) магмы невозможно. Безусловно, гранитовая (внутрикоровая) магма, образующаяся на разных глубинах, влияет на вмещающую среду и в определенной степени контролирует разнообразие гранитоидов, но универсализировать ее роль вряд ли целесообразно.

Во всех схемах последовательности образования магматизма субвулканические интрузии рассматриваются как пермские. Однако в результате детального картирования областей развития субвулканических интрузий и сопоставления их вещественного состава нами установлено большое распространение нижнекарбоновых субвулканических интрузий (Далимов, Шарипов, 1969).

На основании анализа геологических и петрологических материалов, а также результатов крупномасштабного картирования построена схема формирования магматических формаций (табл. 3). Рассмотрим роль вулканогенных формаций в истории развития Байсунской и Южно-Гиссарской структурно-формационных зон.

В Байсунской зоне наиболее ранними являются породы спилито-диабазовой формации, превратившиеся в настоящее время в ортоамфиболиты. Они соответствуют ранним стадиям докембрийского (байкальского?) тектоно-магматического цикла (720—750 млн. лет). В Южно-Гиссарской зоне эта формация проблематична. К ней условно могут быть отнесены породы сарытузской свиты, представленные в ряде случаев ортоамфиболитами. К этой же ранней стадии в Южно-Гиссарской зоне относится вулканогенно-осадочная формация кембрийского возраста, встречающаяся в хребте Мачитли (Д. А. Рубанов).

В средних и конечных стадиях протерозойского и каледонского циклов вулканиты дискуссионны[1].

В Байсунской зоне в герцинском цикле наиболее ранней является липаритовая формация нижнего карбона. Появление ее совпадает с началом тектоно-магматических процессов в Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали, и поэтому она считается формацией областей отраженной активизации. Жесткий консолидированный фундамент Байсунской подзоны претерпевает блоковую перестройку с образованием горстов, грабенов, ограниченных друг от друга глубокими расколами.

В конце визе и начале намюра в Южно-Гиссарской зоне формируется мощная спилито-диабазовая формация, приуроченная к унаследованным длительно-развивающимся прогибам (Кштут-Сагдорский).

---

[1] В последние годы В. А. Хохлов установил наличие андезито-липаритовой формации докембрия по р. Малянд.

Таблица 3

Схема магматических формаций Южного Узбекистана.
Составили Т. Н. Далимов, И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов, В. Е. Головин

Цикл	Этап	Комплекс	Возраст (млн. лет)	Юго-западные отроги Гиссарского хребта						Южный склон Гиссарского хребта					
				плутонический ряд			вулканический ряд			плутонический ряд			вулканический ряд		
				формация	фация	район распространения	формация	фация	район распространения	формация	фация	район распространения	формация	фация	район распространения
Герцинский	Активизации	Пермо-триасовый	246±10	Даек ультраосновного щелочного и кислого состава		Юго-Западный Гиссар, хребты Сурхантау, Байсунтау, Якабагский, Чакчар	Липарито-осадочная	Пирокластическая наземная, вулканотерригенная	р. Дималек	Даек щелочно-габброидного базальтоидного состава		Южный склон Гиссара, *р. Варзоб* и др.	Липарито-осадочная	Наземная пирокластическая, вулканотерригенная	р. Ханака
							Липаритовая	Субвулканическая	Массивы Ширтский, Кызылмечетский *Диболо*, Малянгур				Липаритовая	Жерловая, эксплозивная, эффузивная, вулкано-терригенная	Бассейн р. Люгоб
		Пермский	245—240±10	Гранит-граносиенит-диорит-порфировая	Гипабиссальная	Бадава, Аксу, Зой, Вахшивар, Сангардак, Хандиза и др.				Гранит-грано-диорит-граносиенит-порфировая	Гипабиссальная	*Реки* Варзоб, Кафирниган, Ширкент и др.			
		Средне-верхнекарбоновый	290—313±11	Диорит-грано-диорит-гранитная	Мезоабиссальная, менее глубинная	Массивы Сина, Кугитанг, Поджур, Малянгур				Диорит-грано-диорит-гранитная	Мезоабиссальная	Туполанг, Мачитли, Гиссарский батолит, Малянд, Хурсантаг и др.	Андезито-липаритовая	Эксплозивная, эффузивная, жерловая	Южный склон Гиссара
		Нижнекарбоновый	316—320	Базит-гипербазитовая	Субвулканическая	Бадава, Хандиза, Науранган, Аксу, Захча	Спилито-диабазовая	Эффузивная, подводно-эксплозивная	Хребты Сурхантау, Байсунтау и Чакчар	Базит-гипербазитовая		Кундаджуаз	Спилито-диабазовая	То же	Реки Кштут, Каратаг, Ширкент
							Липаритовая	Подводно-эксплозивная, эффузивная, жерловая, субвулканическая	Там же					»	
Каледонский (?)	Средний		345—370	Гранодиорит-гранитная	Абиссальная	*Обинауруз*-ский, Вахшиварский, Гуматагский и др. Бахчинских интрузив									
	Начальный		475—480	Гипербазитовая (верлитовая)	Абиссальная, более глубинная	Хр. Байсунтау									

Цикл	Этап	Комплекс	Возраст (млн. лет)	Юго-западные отроги Гиссарского хребта						Южный склон Гиссарского хребта					
				плутонический ряд			вулканический ряд			плутонический ряд			вулканический ряд		
				формация	фация	район распространения	формация	фация	район распространения	формация	фация	район распространения	формация	фация	район распространения
Докембрийский	Конечный	Нижнекарбоновый	600—550		То же	Хребты Сусыстау, Байсунтау	Андезито-липаритовая	Экструзивно-субвулканическая	Хр. Сурхантау						
				Высокоглиноземистых гранитов	„	Среднеуруклинский, Верхнекызылсайский									
	Средний	Докембрийский		Мигматитов (гранитогнейсовая)		Байсунтау и Чакчар, согласные тела, „горизонты“ в толще докембрия									
	Начальный		720—750				Спилито-диабазовая (ортоамфиболиты)	Эффузивная	Хр. Байсунтау, реки Уруклы, Кызылсай				Спилито-диабазовая (ортоамфиболиты)	Эффузивная	Реки Кштут, Сарытуз

Глава II

ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Липаритовая формация довольно широко распространена в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и слагает Чакчар-Хандизинскую и Сурхантау-Дималекскую вулкано-тектонические депрессии, стратиграфически соответствует вахшиварской и зойской свитам. Возраст их установлен, как уже отмечалось, на основании многочисленных определений, микрофауны, макрофауны и палеофитологических данных (Бенш, 1965, Савицкая, 1963). Липариты, кварцевые порфиры и игнимбриты вахшиварской свиты имеют абсолютный возраст в пределах 316—310± ±9 млн. лет (6 определений в лаборатории ИГиГ АН УзССР, аналитик Ф. А. Аскаров).

Основанием для отнесения обеих свит к одной формации является повсеместное отсутствие несогласий между ними, единый структурный план их заложения и зависимость от одних и тех же структур, близкий возраст и состав.

Большинство исследователей предполагают, что породы данной формации соответствуют раннему этапу герцинского цикла Байсунской зоны. Анализом состава и особенностей размещения пород формаций установлено, что липаритовая формация является продуктом герцинской активизации срединного массива и возникла в результате ревивации герцинских тектоно-магматических процессов в Южно-Гиссарской зоне. По последней классификации магматизма областей тектонической активизации А. Д. Щеглова и Н. П. Михайлова (1969), герцинский магматизм Байсунской зоны сопоставим с активизацией краевых частей геосинклинальной рамы с образованием ряда «наложенных» формаций (габбро-гранодиорит-гранитная, гранодиорит-граносиенит-порфировая и др.).

РАЗРЕЗЫ ЛИПАРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СУРХАНТАУ-ДИМАЛЕКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Стратотип вахшиварской свиты расположен в верховьях р. Вахшивар. Ф. Р. Бенш (1965) образования этой свиты подразделяет на 4 толщи.

Базальная толща — светло-серые, тонкослоистые гравелиты, песчаники с прослоями конгломератов и с галькой подстилающих двуслюдяных гранитов.

Нижняя вулканогенная толща — туфы липаритов, дацитов, игнимбриты, алевролиты, туффиты, туфопесчаники с прослоями черных битуминозных известняков.

Карбонатная толща — массивные известняки с обильной фауной брахиопод и кораллов.

Верхняя вулканогенная толща — туфы, туфолавы, кварцевые порфиры и т. д.

Общая мощность свиты, по ее данным, составляет 1717,4 *м*.

Мы в указанном районе составили ряд разрезов, несколько отличающихся от стратотипа (рис. 2).

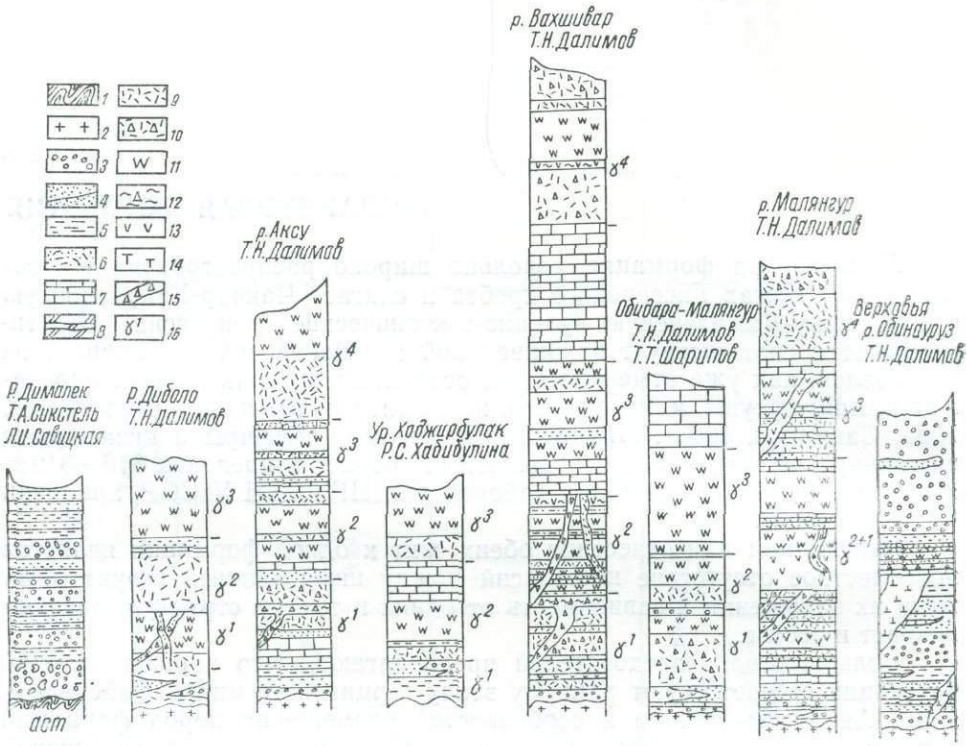


Рис. 2. Разрезы липаритовой формации в Сурхантау-Дималекской вулкано-тектонической депрессии.

1 — докембрийский фундамент; *2* — докарбоновые гранитоиды; *3* — конгломераты разногалечные; *4* — песчаники, гравелиты; *5* — глины, глинистые сланцы; *6* — туффиты, туфопесчаники; *7* — мраморизованные и органогенные известняки; *8* — доломитизированные известняки; *9* — туфы литокластические, витрокластические и кристаллокластические; *10* — туфобрекчии и агломераты; *11* — игнимбриты липаритовых порфиров; *12* — лавобрекчии; *13* — липариты; *14* — дациты: андезито-дациты: *15* — автокупольные брекчии и эруптивные брекчии; *16* — обозначение вулканического импульса.

Разрез, составленный по южному склону г. Ходжабарку (правая составляющая р. Вахшивар). Здесь на докарбоновые двуслюдяные граниты налегают ожелезненные туфы кварцевых порфиров и далее следуют:

1. Ожелезненные, тонкоплитчатые туфы кварцевого порфира серовато-кремового цвета (30 *м*).

2. Покров зеленовато-серых, плотных липаритов с плитчатой отдельностью (10 *м*).

3. Гравелиты красновато-зеленые с неравномерной галькой, размером от 1—2 *мм* до 3 *см*. Состав галек разнообразный: габбро, кварц, гранит, фельзит, сланец (36 *м*).

4. Литокластические, альбитизированные и хлоритизированные туфы кварцевых порфиров, постепенно переходящие в равномернозернистые, грубозернистые туфопесчаники (46 *м*).

5. Черные, темно-серые битуминозные известняки с фауной брахиопод. Породы интенсивно рассечены жилочками кальцита (10 *см*).

6. Туфы кварцевых порфиров, зеленоватые с единичными остроугольными обломками фельзитов и яшм, размер которых колеблется от 0,4 до 0,8 *см* (6 *м*).

7. Равномернозернистые, осветленные туфобрекчии кварцевых порфиров, в основании горизонта — слой (3 *см*) пепловых туфов. Туфобрекчии характеризуются глыбовой отдельностью, размер остроугольных обломков 0,3—4 *см*. Состав обломков аналогичен цементу-фельзиту. На 1 $м^2$ площади приходится от 134 до 180 шт. обломков (51 *м*).

8. Туф кварцевого порфира, крупнозернистый, неотсортированный. Встречаются единичные обломки фельзитов (12 *м*). Эти туфы переходят в серые мелкозернистые песчаники (60 *м*), которые прорываются эруптивной дайкой туфобрекчий (рис. 2) мощностью 3 *м*, протяженностью 1—5 *м* (30 *м*).

9. Агломераты кварцевых порфиров, серые, серовато-зеленые. Порода содержит многочисленные обломки туфов, кварцевых порфиров, лав кварцевого порфира и игнимбритов. Размер обломков от 1—2 до 15 *см* в поперечнике, на 1 $м^2$ площади приходится 100—115 шт. Из них обломков > 10 *см* — 10 шт.; более 7—10 *см* — 18—15 шт.; до 3—5 *см* — 25—30 шт; менее 3 *см* — 80—100 шт. Мощность 20 *м*.

10. Агломераты кварцевых порфиров. Количество обломков примерно такое же, что и в слое 10, но увеличивается количество крупных (15—20 *см*) остроугольных осколков (12 *м*).

11. Серые, зеленовато-серые туфопесчаники (6 *м*).

12. Серовато-зеленые игнимбриты кварцевых порфиров с единичными осколками пород, представленными кварцевыми порфирами. Размер фьямме от 0,4—0,2 до 3—4 *см* в длину и 0,4—0,2 *мм* в ширину. Линзовидные включения значительно раздавлены (8 *м*). Указанные породы прорываются дайкой туфов мощностью около 2 *м*.

13. Переслаивание зеленовато-серых игнимбритов с крупнозернистыми туфами, характерной чертой которых является обилие крупных (3—2 *мм*) зерен красного, замутненного калинатрового полевого шпата, отсутствие фьямме, хорошая отсортированность и наличие линзовидных стяжений пирита. Размер этих участков 3—6 *см* в длину, 1—3 *см* в ширину. Мощность 2—10 *см*. В интервале 11 *м* отмечено всего 6 таких прослоев (21 *м*).

14. Туффиты серые, рассланцованные, переходящие в аркозовые песчаники (19 *м*).

15. Темно-зеленые игнимбриты, аналогичные слою 13. Характерной особенностью этого слоя является уменьшение размеров и количества фьямме (54 *м*).

16. Темно-коричневые, почти черные битуминозные известняки.

17. Темные, плотные туфоалевриты, слабо метаморфизованные (10 *м*).

18. Игнимбриты светло-зеленые, плотные с преимущественной столбчатой и в меньшей степени плитчатой отдельностью. Размер фьямме и находящихся в породе обломков не превышает 0,5—0,2 *см*. Характерно, что контакт игнимбритов с нижележащими алевритами «горячий», интрузивный со следами оплавления и зонами обжига (0,2 *см*) — (33 *м*).

19. Черные битуминозные алевриты (17 *м*).

20. Флюидальные лавы кварцевых порфиров зеленого цвета. Флюидальность обусловлена сменой полос стекловатого вещества коричневого цвета зелеными довольно раскристаллизованными. Ширина по-

лос 1—1,5 *см*. Иногда они расщепляются, образуя сложную флюктуационную текстуру (34 *м*).

21. Экструзивное тело кварцевых порфиров, прорывающих флюидальные лавы. Прорывание устанавливается по наличию ксенолитов подстилающих пород и четким интрузивным контактам (16 *м*).

22. Черные битуминозные известняки (90 *м*).

23. Игнимбриты кварцевых порфиров, аналогичные слою 16 (60 *м*).

24. Кремовые литокластические туфы кварцевых порфиров, плотные, массивные (15 *м*).

25. Черные битуминозные известняки с фауной брахиопод (2 *м*).

26. Аркозовые песчаники, белые с зернами кварца, в меньшей степени — полевых шпатов (15 *м*).

27. Игнимбриты зеленовато-серые с включениями обломков красных кварцевых порфиров размером 0,5—3 *см*. Характерно изменение линзовидных включений от низов пачки к верхним частям. В нижних частях фьямме интенсивно раздавлены и отношение длины к ширине как 3:1 — 2 : 1. Толща игнимбритов прорывается дайкой флюидальных лав мощностью 1,7 *м* с многочисленными сантиметровыми апофизами в игнимбриты (112 *м*).

28. Плотные пепловые туфы кварцевых порфиров (38 *м*).

29. Игнимбриты кварцевых порфиров с мелкими, едва различимыми фьямме (40 *м*).

30. Светлые, сероватые мраморизованные известняки, образующие скальные выходы (350 *м*).

31. «Игнимбритовые» туфобрекчии зеленовато-серого цвета. Наряду с фьямме отмечается большое количество обломков, которые представлены зелеными лавами, туфами, фельзитами. На 1 $м^2$ приходится: обломков размером 10—15 *см* — 6—8 шт.; 8—10 *см* — 6—10 шт.; 5—6 *см* — 25—30 шт.; менее 5 *см* — 80—100 шт. Мощность 155 *м*.

32. Зеленые, тонкофлюидальные лавы кварцевых порфиров (25 *м*).

33. Игнимбриты с крупными фьямме размером 3—4 *см* в длину и 2—5 *мм* в ширину (150 *м*).

34. Пепловые туфы кварцевых порфиров, неплотные (25 *м*).

35. Туфобрекчии, аналогичные слою 32. Общая мощность 1459 *м*.

В бассейне р. Малянгур и верховьях р. Обидара мощность вулканитов по данным С. Я. Лапидуса и др. (1963) равна 554 *м*. Наблюдается следующая последовательность в расположении вулканогенных образований.

1. Агломератовые потоки с галькой гранитов, гнейсов, кварцитов размером от 3 до 70 *см*. Цемент, вулканическое стекло (140 *м*).

2. Дацитовые порфиры розового, серого цвета (43 *м*).

3. Зеленовато-серые туфы кварцевых порфиров (122 *м*).

4. Мощные, мраморизованные известняки, на которых залегает пачка игнимбритов зеленовато-серого цвета с крупными фьямме.

В 1967 г. мы составили два разреза (VIII, IX) липаритовой формации C_1 отложений в среднем течении правого притока р. Малянгур с привязкой разреза VIII к т. 711. Они значительно отличаются от предыдущего. Визейские образования подстилаются серыми, альбитизированными гранитоидами.

1. Переслаивание тонкослоистых, углистых сланцев и мелкогалечных конгломератов с галькой известняков, гранитогнейсов (25 *м*).

2. Диабазы и диабазовые порфириты потокового характера с отчетливой глыбовой отдельностью и слабо выраженной миндалекаменной текстурой (6 *м*).

3. Серые, зеленовато-серые сферолитовые лавы, аналогичные вариолитовым кварцевым порфирам. Порода состоит из отдельных вариолей кислого состава размером 0,5—1 *см*, погруженных в кварц-полевошпатовый мезостазис (15 *м*).

4. Зеленый, зеленовато-серый туф кварцевого порфира (11 *м*).

5. Черный битуминозный известняк, пронизанный многочисленными жилками кальцита (1 *м*).

6. Аркозовые песчаники, хорошо отсортированные и слоистые. По мощности пласта наблюдается смена окраски пород: красные, преимущественно полевошпатовые полосы, сменяются ярко-зелеными горизонтами (29 *м*).

7. Битуминозные известняки с обильной фауной кораллов (от 0,5 до 60 *м*).

8. Плохо отсортированные грубозернистые туфы кварцевых порфиров (10 *м*).

9. Темно-серые туфы кварцевых порфиров с обломками пород и минералов, слабо флюидальные (20 *м*).

10. Яшмовидные фельзиты, постепенно переходящие в зеленые микрокварциты с отчетливо выраженной тонкоплитчатой отдельностью. Среди них встречаются прослои игнимбритов — 0,5—0,3 *м* (45 *м*).

11. Переслаивание кремнистых яшм и зеленых туфов. В интервале 60 *м* устанавливается следующая смена: черная яшма (10—15 *см*), зеленоватый туф (1—1,2 *м*), известняк (3 *м*) и т. д. Ритмичность этого характера отмечается в пределах 95 *м*.

12. Афировые кварцевые порфиры, вероятно, экструзивные (92 *м*).

13. Игнимбриты зеленого цвета. Размеры обломков до 4—5 *см*. На 1 $м^2$ приходится от 10—15 до 45—50 шт. Они характеризуются эвтакситовой, псевдофлюидальной текстурой, обусловленной субпараллельной ориентировкой фьямме (60 *м*).

14. Белесые, каолинизированные туфы липаритов (12 *м*).

15. Серые, отсортированные туфопесчаники (23 *м*).

16. Темные битуминозные известняки (10 *м*).

17. Игнимбриты кварцевых порфиров (110 *м*).

18. Органогенные известняки (34 *м*).

19. Аркозовые песчаники (19 *м*).

20. Слабо ожелезненные туфы кварцевых порфиров (46 *м*).

21. Коричневые органогенные известняки (30 *м*).

22. Измененные грубозернистые туфы (21 *м*).

23. Апофиза субвулканических кварцевых порфиров (34 *м*).

24. Слабо флюидальные липариты (8 *м*).

25. Слой, аналогичный слою 21 (13 *м*).

26. Игнимбриты, в нижних частях слабо уплотненные, в верхних — с единичными фьямме (84 *м*).

27. Серые, мраморизованные известняки (63 *м*).

28. Литокластические туфы кварцевых порфиров (60 *м*).

29. Отсортированные слоистые туфы (93 *м*).

30. Агломераты, агломератовые лавы с туфобрекчиями (79 *м*). Общая мощность равна 1,153,5 *м*.

На водоразделе Обидара—Малянгур вулканиты обладают сокращенной мощностью. Разрез на этом участке составлен Т. Н. Далимовым, Т. Т. Шариповым. На двуслюдяных гранитах Вахшиварского массива залегают.

1. Мелкогалечные конгломераты, переходящие к верху в грубозернистые песчаники (11 *м*).

2. Известняки мраморизованные (10 *м*).

3. Линза кварцевых порфиров серого, зеленоватого цвета с единичными фенокристаллами (38 *м*).

4. Конгломераты, аналогичные слою 1 (5 *м*).

5. Туфобрекчии зеленого, серо-зеленого цвета с многочисленными остроугольными обломками. Размер обломков от 3—4 до 18—20 *см*. Наиболее крупные приурочены к низам покрова. На 1 $м^2$ площади приходится: обломков размером 10—15 *см* — 13—14 шт., 5—10 *см* — 25—30 шт., меньше 5 *см* (до 3) — 50—45 шт. Мощность 150 *м*. Задерновано 20 *м*.

6. Игнимбриты зеленого цвета с четкими фьямме (45 *м*).

7. Сферолитовые лавы белого, белесого цвета с монолитными вариолями размером 0,2—0,3 *см*, погруженными в микрофельзитовую афанитовую массу (12 *м*).

8. Известняк битуминозный (5 *м*).

9. Литокластические туфы кварцевых порфиров (51 *м*).

10. Игнимбриты, аналогичные слою 6 (75 *м*).

11. Органогенный известняк кремового цвета (10 *м*).

12. Игнимбриты с четкой столбчатой отдельностью (28 *м*).

13. Известняки, аналогичные слою 11 (10 *м*).

14. Игнимбриты кварцевых порфиров. Нижние части игнимбритового покрова представлены типичными тонкофлюидальными разностями, а верхние содержат значительное количество чуждого обломочного материала и во многом близки к агломератам (250 *м*).

15. Известняки горы Ходжабарку (150 *м*).

Общая мощность 767 *м*.

Северо-восточнее Ходжабарку и верховьев рек Малянгур и Вахшивар характер разрезов липаритовой формации резко изменяется. Прежде всего увеличивается мощность зойской свиты при сокращении объемов вулканитов вахшиварской, разрез каменноугольных образований представляется здесь в таком виде.

На размытой поверхности гранитов Обинаурузского массива залегают:

1. Среднегалечные конгломераты с обильной галькой гранитов, гнейсов, сланцев, которые переходят в гравелиты и неотсортированные песчаники (26 *м*).

2. Серые, зелено-серые песчаники, грубозернистые с прослоями гравелитов и алевролитов (20 *м*).

3. Туфы кварцевых порфиров, переходящие в туффиты (12 *м*).

4—6. Переслаивание песчаников, туффитов (1,2 *м*), алевролитов (29 *м*).

7. Экструзия биотит-роговообманковых дацитовых порфиров (130 *м*)[1].

8. Песчаные гравелиты, алевролиты (19 *м*).

9. Переслаивание углистых сланцев, тонкоплитчатых аргиллитов, линз известняков черного цвета (0,5—0,8 *м*) (36 *м*).

По верхней части этого слоя предыдущими исследователями проводилась граница между двумя названными свитами, поскольку в сланцах и аргиллитах были описаны Stigmaria sp., Lepidodendron sp. и др.

10. Мощный горизонт серых, зеленовато-серых конгломератов с галькой известняков, сланцев, метаморфизованных эффузивов кислого состава, алевролитов и т. д. Средний размер гальки от 2 до 1 *см*, реже 3—5 *см* (96 *м*).

---

[1] В 1963 г. Л. И. Савицкой они были приняты за покров дацитовых порфиров мощностью 150—160 *м*.

11. Экструзивное тело биотит-роговообманковых дацитовых порфиров (143 *м*).

12. Известняки мраморизованные (10 *м*).

13. Туфобрекчии зеленовато-серого цвета (16 *м*).

14. Туфы кварцевых порфиров слабо каолинизированные (6 *м*).

15. Игнимбриты кварцевых порфиров со средним размером фьямме 0,2—0,6 *м* (19 *м*).

16. Туфы кварцевых порфиров, аналогичные слою 14 (12 *м*).

17. Туфопесчаники зеленовато-серые (11 *м*).

18. Мелкозернистые, хорошо отсортированные песчаники (27 *м*).

19. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники (25 *м*).

20. Крупногалечные, плохоотсортированные конгломераты с линзами песчаников, алевролитов (284 *м*).

Общая мощность 901 *м*.

Для крайнего юга хребта Сурхантау (Диболо, Фангарт, ур. Ходжирбулак) общая мощность пород вахшиварской свиты несколько сокращается. Так, по Р. С. Хабибулиной (1963) в урочище Ходжирбулак она равна 440 *м*. Нижние 80 *м* разреза представлены кварцевыми порфирами, туфобрекчиями (15—18 *м*), пепловыми туфами зеленоватого и серого цвета (40 *м*). Далее идут серые искристые, мраморизованные известняки (100 *м*), туфобрекчии кварцевых порфиров, близкие к агломератам (125 *м*), тонкоплитчатые туфы (15 *м*), игнимбриты и грубозернистые туфы (78—80 *м*).

Состав и строение вахшиварской свиты районов р. Аксу и Ходжабарку во многом аналогичны.

Вахшиварская свита в районе Аксу представлена исключительно своими вулканогенными и вулкано-терригенными фациями (игнимбриты, туфы, кластолавы, агломераты, туфобрекчии и др.). Только в нижних частях разреза обнажаются базальные горизонты свиты (95—100 *м*), сложенные конгломератами, песчаниками и аргиллитами, которые выше сменяются пачкой известняков (110 *м*). Наиболее сокращенный разрез этой свиты отмечается в районах сел Диболо и Готхаки. Здесь на породах зойской свиты согласно залегают терригенные породы основания вахшиварской свиты: песчаники, конгломераты (45—46 *м*). Далее следуют темные туфоаргиллиты (14 *м*), игнимбриты (110 *м*), сизые каолинизированные туфы (175 *м*) и зеленые игнимбриты, разделенные горизонтами аркозовых песчаников (254 *м*).

РАЗРЕЗЫ ЛИПАРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ХАНДИЗА-ЧАКЧАРСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Рассматриваемая структура отделяется от Сурхантау-Дималекской выходами докембрийских образований и древних гранитоидов. Наиболее полные разрезы этой формации встречаются в районе Хандизы (верховья рек Чорнова, Гуруд) и в бассейне р. Аксу. В Хандизинском районе последовательность образований следующая (по О. И. Черныху, Ф. Р. Бенш, Т. Н. Далимову).

На размытой поверхности докембрийских (?) метаморфических образований залегают (рис. 3).

1. Конгломераты мелкогалечные, сильно измененные. Галька представлена породами метаморфического комплекса, гранитами (29 *м*).

2. Среднезернистые песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, переходящие в углистые сланцы с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита (45 *м*).

3. Туфопесчаники, туффиты зеленого цвета, равномернозернистые с единичными осколками (1—3 *см*) фельзитов, кварцевых порфиров (32 *м*).

4. Мелкогалечные конгломераты. Состав гальки: углистые сланцы, известняки, кремнистая порода, туфы, сланцы (12 *м*).

5. Биотитовые, дацитовые порфиры с тонкоплитчатой отдельностью, переходящей в столбчатую разность (25 *м*).

6. Переслаивание алевролитов, песчаников, туфопесчаников, туффитов (120 *м*).

7. Игнимбриты кварцевых порфиров. В основании маломощный (2 *м*) горизонт «флюидальных» лав, представляющих наиболее раздав-

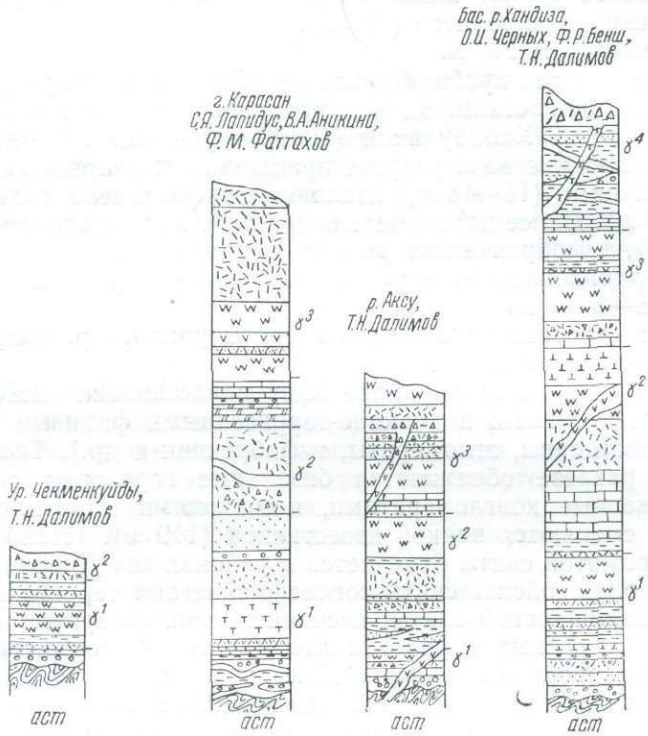


Рис. 3. Разрезы липаритовой формации в Чакчар-Хандизинской вулкано-тектонической депрессии (усл. обозн. на рис. 2).

ленные разности. Размеры фьямме 10—15 *см* в длину и 0,5—1 *см* в ширину. В верхах разреза появляются типичные игнимбриты розового цвета[1] (211 *м*).

8. Туфы кварцевых порфиров (210 *м*).

9. Аргиллиты темно-коричневые (235 *м*).

10. Известняки мраморизованные, темно-серые (от 90 до 300 *м*).

11. Игнимбриты кварцевых порфиров, зеленовато-серые (110 *м*).

12. Пепловые, литокристаллические туфы, интенсивно метаморфизованные, местами превращенные в кварциты и монокварциты (130 *м*).

13. Кварцевые порфиры (субвулканические?) (100 *м*).

---

[1] Розовый цвет, или иначе краснокаменное изменение, этих пород весьма показателен, так как свидетельствует о континентальных условиях их образования.

14. Игнимбриты кварцевых порфиров (93 *м*).
15. Биотит-роговообманковые дацитовые порфиры (100 *м*).
16. Туфобрекчии кварцевых порфиров, туфы пепловые и туфопесчаники (52 *м*).
17. Кремнистые темно-коричневые (до черного) известняки (10 *м*).
18. Игнимбриты кварцевых порфиров (130 *м*).
19. Полосчатые, флюидальные кварцевые порфиры (13 *м*).
20. Алевролиты, аргиллиты, туфы темно-зеленого цвета (20 *м*).
21. Битуминозные, черные известняки (9 *м*).
22. Игнимбриты кварцевых порфиров (270 *м*).
23. Кремнистые, тонкоплитчатые известняки с линзами алевролитов (30—50 *м*).
24. Монотонные алевролиты, туфопесчаники, известняки и туфы (40—120 *м*).
25. Алевролиты с линзами песчаников, конгломератов, туфов, туфопесчаников, известняков (300 *м*).
26. В нижней части андезитовые порфириты[1] с линзами туфобрекчий андезитового состава, в верхней — лавы, туфолавы липаритов и дацитов, прослои алевролитов, туфоконгломератов, известняков (150—375 *м*).

Общая мощность разреза вулканогенно-осадочных образований колеблется от 1700 до 2170 *м*. По данным Ф. Р. Бенш, Ю. С. Храмова, А. В. Головченко и др., мощность кислых вулканитов от 985 до 2505 *м*.

В северной части хребта Байсунтау породы липаритовой формации широко распространены в районе рек Аксу, Дегиканора, Ширт, Кишлаксай и т. д. Здесь они изучены С. Я. Лапидусом, И. А. Печниковой, Ф. Р. Бенш, Н. М. Михно, В. А. Аникиной и т. д. В составленном нами разрезе по р. Аксу наблюдается следующая последовательность образований (*снизу вверх*):

1. Конгломераты, песчаники среднезернистые, алевролиты (33 *м*).
2. Эти породы прорваны субвулканической интрузией кварцевых порфиров (Кызылмечеть) (100 *м*).
3. Известняки мраморизованные (13 *м*).
4. Лавобрекчии кварцевых порфиров с обильными остроугольными обломками розовых и красных кварцевых порфиров (10 *м*).
5. Игнимбриты кварцевых порфиров (7 *м*).
6—8. Алевролиты, песчаники, аргиллиты тонкослоистые (80 *м*).
9. Битуминозные известняки (31 *м*).
10. Темные туфобрекчии с обломками обеленных кварцевых порфиров (30 *м*).
11. Аркозовые, хорошо отсортированные песчаники, переходящие в туфопесчаники (11 *м*).
12. Туфы кварцевых порфиров, переходящие постепенно в туфобрекчии темно-зеленого цвета с мелкими (до 1 *см*) обломками розовых фельзитов (90 *м*).
13. Переслаивающиеся черные алевролиты, серые песчаники (10 *м*).
14. Игнимбриты кварцевых порфиров, темно-зеленые (93 *м*).
15. Аркозовые, белые песчаники (14 *м*).
16. Игнимбриты кварцевых порфиров, аналогичные слою 14 (131 *м*).
17. Туфы, туффиты, туфопесчаники, аргиллиты (515 *м*).
18. Ярко-зеленые туфобрекчии (16 *м*).
19. Агломератовые брекчии (19 *м*).

---

[1] По нашим данным, эти андезитовые порфириты следует рассматривать как субвулканическое тело.

20. Экструзивное тело флюидальных лав (26 *м*).

21. Литокластические туфы липаритов (10 *м*).

22. Игнимбриты кварцевых порфиров (35 *м*).

Общая мощность разреза равна 820 *м*.

Далее следуют флишоидные образования, относимые некоторыми авторами к сагдорской свите. По данным С. Я. Лапидуса (1963) мощность вахшиварской и зойской свит 1100—1200 *м*, а по Ф. Р. Бенш (1965) около 2000 *м*.

В Чакчарских горах наиболее полный разрез пород зойской и вахшиварской свит характерен для района г. Карасан. Сводный разрез этих отложений по данным И. М. Михно, В. А. Аникиной (1963), С. Я. Лапидуса, Ф. М. Фаттахова (1961), Ф. Р. Бенш, А. Х. Хайдарова, Р. Н. Абдуллаева (1962—1965), выглядит так:

1—11. *Переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники*, конгломераты с прослоями углистых сланцев (30—119 *м*).

12. Туфы кварцевых порфиров (16 *м*).

13. Сильно измененные основные эффузивы[1] (110 *м*).

14. Темно-малиновые, реже серые, зеленовато-серые песчаники с пачкой средне-крупногалечных конгломератов с прослоями гравелитов (45—220 *м*).

15. Туфы, игнимбриты, туфобрекчии, лавобрекчии кварцевых порфиров (32—350 *м*).

16. Серые, светло-серые доломиты, неравномернозернистые (61 *м*).

17. Серый известковистый конгломерат (10 *м*).

18—20. Известняки глинисто-песчаные (50 *м*).

21. Туфы (игнимбриты?) кварцевых порфиров, в основании прослой известняков (72,4 *м*).

22. Переслаивающиеся туффиты и яшмовидные породы (11,3 *м*).

23. Пятнистоокрашенные и зеленые кварцевые альбитофиры, туфы (49,4 *м*).

24. Игнимбриты (туфолавы) кварцевых порфиров (пятнистоокрашенные туфы) (72 *м*).

25. Мелкообломочные туфы кварцевых порфиров зеленовато-серой и розовой окраски (251 *м*).

26. Тонкослоистые голубовато-серые туфы кварцевых порфиров (42,2 *м*).

Общая мощность равна 841—1433 *м*.

На крайнем западе рассматриваемой депрессии (Яккабагский хребет) породы липаритовой формации представлены в следующей последовательности.

1. Известняки мраморизованные (10 *м*).

2. Переслаивающиеся песчаники, аргиллиты с линзами известняков (15 *м*).

3. Тонкозернистые песчаники, туфопесчаники, алевролиты (12 *м*).

4. Игнимбриты кварцевых порфиров с крупными (2—5 *см*) субпараллельно ориентированными фьямме. В основании — маломощный (1,5 *м*) горизонт туфопесчаников (40 *м*).

Средняя часть этого же покрова — ингимбриты зеленого цвета с *небольшим размером фьямме — 1—0,5 см (30 м)*.

5. Пестроцветные игнимбриты (пестрая окраска в них связана со сменой красных и зеленых полос). Возможно, что это верхние, слегка окисленные части покрова (20 *м*).

---

[1] По данным Е. И. Мезенцевой и нашим наблюдениям, эти породы соответствуют андезитовым порфиритам.

6. Доломитизированные, мраморизованные известняки серого цвета (6 *м*).
7. Крупнозернистый туфопесчаник (11 *м*).
8. Крупнозернистый туфогравелит (16 *м*).
9. Темно-коричневый туфопесчаник (2 *м*).
10. Лапиллиевые туфы (27 *м*).
11. Лавобрекчии кварцевых порфиров (47 *м*).

Общая мощность равна 236 *м*.

Таков краткий обзор разрезов липаритовой формации в обеих вулкано-тектонических депрессиях. Сопоставляя эти разрезы, мы находим между ними много общего (состав породы и характер разреза).

В результате анализа разрезов липаритовой формации установлены объемы и площади отдельных типов вулканогенных пород нижнего карбона и рассчитан коэффициент пирокластичности. Среди пород вахшиварской свиты важнейшее место занимают пирокластические образования (75—62%). Породы собственно эффузивной фации (липариты, сферолитовые лавы, маломощные покровы дацитовых порфиров) распространены незначительно (от 0,5 до 7%).

Разрезы липаритовой формации выделяются особенностью строения. Наиболее полные разрезы покровной части липаритовой формации (бассейны рек Аксу, Вахшивар, Хандиза) характеризуются отчетливым 4-импульсным строением, при этом каждый импульс друг от друга отделяется горизонтами осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Нередко границы между импульсами подчеркиваются небольшими угловыми несогласиями в 8—11°.

Как видно из схемы сопоставления разрезов (рис. 2, 3), наибольшей активности визейская фаза вулканизма достигла в период 3 импульса, когда сформировалась значительная часть игнимбритов, туфов и лавобрекчий.

Рассмотренные разрезы липаритовой формации характеризуются также довольно выдержанным характером слоев, обилием вулкано-терригенного материала, наличием элементов слоистости.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПОРОД ЛИПАРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

При характеристике стратиграфической последовательности мы даем их описание по фациальному признаку.

Эксплозивная фация. Породы этой фации наиболее разнообразны— туфы[1], игнимбриты, лавобрекчии, агломераты и т. д., что обусловлено силой взрыва, вязкостью лав, составом, величиной газовой составляющей и т. д. По данным некоторых исследователей (Малеев, 1969), характер залегания вулканитов зависит также от направления взрыва, дальности переноса, состава субстрата и т. д.

Наиболее распространенными среди пород этой фации являются игнимбриты.

Игнимбриты кварцевых порфиров в литературе, посвященной магматическим образованиям юга Узбекистана, не описаны. Краткая характеристика их имеется в работах И. М. Исамухамедова. В рассматриваемом районе они широко распространены среди пород липаритовой формации. Отмечается довольно тесная их ассоциация с известняками (район р. Хаджабарку, верховья р. Хандиза и т. д.), сферолитовыми ла-

[1] Мы сознательно избегаем терминов «кластолава», «ксенотуф», «игниспумит», поскольку они трактуются в литературе неоднозначно и зачастую спорны.

вами, яшмами и другими породами морского и прибрежно-морского генезиса. Наиболее мощные покровы игнимбритов установлены в районе Ходжабарку (100—160 *м*), где они отделяются друг от друга горизонтами известняков.

Рассматриваемые образования представляют собой зеленые, ярко-зеленые и редко розовые породы, состоящие из фьямме, превращенного в агрегат хлорита и эпидота, осколков породообразующих минералов и связующей массы. Кроме того, в породе часто встречаются остроугольные осколки фельзитов, дацитов, кварцевых порфиров и др. Наиболее

Таблица 4

Величина коэффициента раздавливания фьямме в игнимбритах липаритовой формации

Место взятия проб	Длина, *мм*	Ширина, *мм*	$\frac{l}{m}$	*n*	Примечание
Ходжабарку (южный склон), 2 импульс	30—40	2—3	10—20	55	Основание покрова, ср. из 30 замеров
	10—15	3—4	3— 4	55	Ср. из 50 замеров, верхи потока
	20—25	4—5	3— 6	35	Основание, ср. из 15 замеров
	5— 2	2—3	1— 2	35	Верхи, ср. из 20 замеров
Диболо-Ходжаинур, 2 и 3 импульсы	120—140	1—1	70—120	204	Основание, ср. из 45 замеров
	10— 30	1—1,2	10— 12	204	Верхи покрова
Малянгур, 2 импульс	30— 35	6—5	5— 7	60	Низы покрова, ср. из 18 замеров
	10— 15	4—5	2— 3	60	То же

примечательными в этих породах являются морфология и изменение фьямме, для изучения которого нами введен коэффициент раздавливания А, представляющий собой отношение длины его, *l*, к ширине, m, (Далимов, 1965).

В самом общем случае основание разреза каждого крупного покрова игнимбритов характеризуется наличием крупных линз, уменьшающихся к его верхам. Так, для района Ходжабарку (слой 13, разрез 1) размер фьямме (среднее из 30 замеров) в нижней части такой: $l=34$ *см*. $m=0{,}2—0{,}3$ *см* (табл. 4). Коэффициент раздавливания колеблется от 10 до 20. В верхней части размеры фьямме сокращаются: $l=1—1{,}5$ *см*, $m=0{,}3—0{,}4$ *см* (среднее из 50 замеров), $A=3—4$.

В породах второго покрова игнимбритов картина несколько иная. В низах $l=2$; 2,5—3 *см*, $m=0{,}4—0{,}5$ *см*, $A=5—6$. Затем на протяжении 25—30 *м* по мощности идут «мелкозернистые» игнимбриты, где размер фьямме от 0,5 *см* в длину и до 0,2 *см* в ширину (слой 18). В игнимбритах верхов разреза изменения такого рода установить трудно. Для основания покровов игнимбритов здесь характерны фьямме с $l=0{,}2—0{,}3$ *см*, которые постепенно сменяются «мелкозернистыми» игнимбритами и переходят в разности, где фьямме отсутствуют или их количество сокращено до минимума. Подобное изменение размеров линзовидных включений свойственно большинству покровов игнимбритов.

Отмечается, что степень раздавливания и, следовательно, величина коэффициента раздавливания «А» во многом обусловлены мощностью покрова игнимбритов. Так, в мощных покровах игнимбритов

села Диболо и окрестностей горы Ходжаинур в основании размеры фьямме таковы: $l=12—14$ *см*, $m=1—2$ *мм*. Величина А колеблется от 70 до 120 (среднее из 35 замеров). Для верхних частей этого покрова $l=1—3$ *см*, $m=1—1{,}2$ *мм*, $A=12—15$. В небольших по мощности покровах игнимбритов (Ходжабарку, Малянгур) максимальная степень раздавливания равна 10—20, в верхах разреза сокращается до 1—2. При сопоставлении этих результатов с данными для пермо-триасовых игнимбритов Юго-Западного Чаткала (Далимов, 1964) установлена их полная аналогия. Полученные цифры, характеризующие коэффициент «А», во многом зависят от мощности конкретного покрова, а не всей толщи вышележащих осадков в целом.

Отдельность игнимбритов непостоянная. Так, для большинства игнимбритовых покровов, особенно их нижних частей, отмечается столб-

Таблица 5

Количественно-минералогический состав игнимбритов, %

Место взятия образца	Номер шлифа	Пл.	Кпш	Кв.	Цветные	Основ. масса	Фьямме	Примечание
Сел. Диболо	IV/4[a]	1,6	6,4	10,5	1	65,7	15,4	Крупный шлиф
Сел. Диболо	IV/7	5,2	11,8	10,0	1,3	64,0	16,2	То же
Р. Зой	571	11,2	19,3	23,9	1,5	40,0	7	„
Р. Сойкул	572	4,1	11,0	12,0	2,8	50,1	19,9	„
Р. Вахшивар	1/30	4,3	10,7	11,2	2,1	49,0	18,0	„

чатая (базальтическая) отдельность, сменяющаяся кверху глыбовыми и плитчатыми разностями. В бассейне рек Малянгур, Обинауруз и Аксу отмечается преимущественно грубоплитчатая отдельность.

В игнимбритах встречены кварц, калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, биотит (?), апатит, циркон, магнетит, пирит, хлорит, карбонат, серицит, альбит. Произведен количественно-минералогический подсчет игнимбритов в крупных шлифах ($2{,}5\times3$ *см*) (табл. 5).

Цифры, приводимые в таблице, условны и дают лишь относительное представление о содержании тех или иных минералов, так как минералогический состав этих пород непостоянен и зависит от большого количества факторов. Тем не менее видно, что калиевые полевые шпаты преобладают над плагиоклазом и находятся в примерно равных соотношениях с кварцем.

Для изучения изменения структурного рисунка игнимбритов составлен разрез мощного покрова этих пород в верховьях рек Зой и Сойкул. Разрез начинается в среднем течении реки Обизой, где на грубозернистых песчаниках зойской свиты залегают плотные, слегка ожелезненные игнимбриты. Гидроокислы железа распределены здесь неравномерно, образуя пятна тонкораспыленной рудной пыли. Порода почти не содержит осколков интрателлурических вкрапленников. Отмечены единичные зерна сильно резорбированного кварца (0,2—0,3 *мм*) и альбитизированного калиевого полевого шпата. Главную массу породы составляет мезостазис, фьямме и миндалины.

Мезостазис (связующая масса) криптокристаллический, слабо реагирует на поляризованный свет, ожелезнен и хлоритизирован. В отдельных участках наблюдаются фрагменты пепловых интенсивно спекшихся частиц. Местами перекристаллизован, видны участки с неравномерным угасанием.

Фьямме имеет изогнутую линзовидную форму с расщепленными краями. Размер l—1,6—2,5 *мм*. Представлен темным скрытокристалли-

ческим стеклом (Ng=1,548), по краям которого скапливаются гидроокислы железа и пелитовое вещество. В отдельных случаях фьямме совершенно отчетливо огибает единичные фенокристаллы кварца.

Миндалины размером (по диаметру) 0,8—1 *мм* составляют 1,3—1,4% породы. Имеют в целом округлую, в меньшей степени эллипсоидальную форму, иногда параллельны линзовидным включениям. Заполнены преимущественно карбонатом, реже опалом и халцедоном. Мощность 8 *м*.

Выше залегает типичный игнимбрит, состоящий из осколков максимального микроклина, кварца, хлорита, апатита. Значительную часть породы (около 82—83%) составляют мезостазис и фьямме. Структура породы более отчетливая — пиперноидная, обусловленная наличием пепловидной, интенсивно сваренной массы, в которую погружены осколки минералов, фьямме и пород. Интенсивно проявленная хлоритизация и серицитизация часто маскируют пепловую структуру. Структурный рисунок мезостазиса в отличие от игнимбрита основания покрова более отчетлив и представлен пепловидной сильно спекшейся разностью. Размеры фьямме сокращаются. Они интенсивно разложены и замещены поздним микрозернистым кварцем, хлоритом и карбонатом.

В средней части покрова (слои IV/4 и IV/4^{а}) минералогический состав в игнимбритах сокращается, но структура мезостазиса становится отчетливо пепловой. Размер пепловидных частиц увеличивается от 0,1—0,15 до 0,2—0,3 *мм*. Форма их рогульчатая, неправильно изогнутая. Граница раздела между отдельными пепловыми частицами четкая, что является в определенной степени показателем сваривания. Рогульчатые пепловые частицы, как правило, замещены агрегатом хлорита и серицита. Интерстиции между пепловыми частицами, а иногда отдельные участки породы представлены микрофельзитом. Примерное отношение пепловых частиц к микрофельзиту представляется как 1:8. Для калишпатов средней части покрова характерна интенсивная альбитизация. Миндалины, заполненные опалом, халцедоном, составляют 3—4%.

В верхних частях разреза игнимбриты имеют литокристаллокластическое строение с пепловой структурой основной массы. Минералогический состав пород не изменяется, видимое количество фьямме составляет 7—8%, тогда как в основании разреза — 22—25%. Размер фьямме от 1—2 до 5 *мм*. Под микроскопом линзовидные включения имеют грубую субпараллельную ориентировку, местами огибают фенокристаллы калишпата. Края их крайне неотчетливы и распадаются на мелкие составляющие, замещенные слабо плеохроирующим в зеленых тонах хлоритом, карбонатом и серицитом.

Структура связующей массы отчетливо пепловая. Миндалины (3—5%) повсеместно заполнены хлоритом, карбонатом, в меньшей степени опалом и халцедоном.

Таким образом, изучение структурного рисунка игнимбритов показывает, что от основания потока к его верхам происходит постепенная смена псевдомикрофельзитовых, гребенчатых структур основной массы, обусловленных интенсивным спеканием пепловых частиц, типично пепловыми разностями. В этом же направлении намечается уменьшение общего количества и степени раздавливания (А).

Туфы представлены различными пирокластолитами, характерными для трех зон: околожерловой, промежуточной (склоны вулканического конуса) и удаленной (Малеев, 1964). Так как главная масса вулканитов, особенно пирокластов, с момента образования была уничтожена эрозией, мы предполагаем, что рассматриваемые породы наиболее свой-

ственны зонам, находящимся на незначительном расстоянии от центра извержений.

По гранулометрическому составу обломков туфогенные породы подразделяются на крупнообломочные (2—10 *мм*), среднеобломочные (0,1—2 *мм*) и мелкообломочные (0,01—0,1 *мм*).

Крупнообломочные туфы кварцевых порфиров в разрезах незначительно распространены и тяготеют к областям извержений. Они представлены зелеными и белыми разностями. Характеризуются грубой слоистостью и довольно четко выраженной выдержанностью отдельных горизонтов. Обломки пород (18—35%) представлены фельзитом, дацитом, сферолитом, яшмами и др. Все они имеют остроугольную, угловатую форму и размер *l* — 10—12 *мм*. Осколки минералов: кварц, калиевый полевой шпат, альбит, циркон, сфен, апатит и др. Вторичные минералы представлены преимущественно хлоритом, эпидотом, карбонатом, опалом, халцедоном и редко кварцином. Суммарное количество минералов достигает 10—15%. Структура породы литокристаллокластическая.

Средне- и мелкообломочные туфы кварцевых порфиров довольно широко распространены. Для них характерна отчетливая слоистость, хорошая отсортированность вулканического материала, ритмичность, отсутствие крупных обломков, а кроме того, нечеткие верхние границы слоев. Туфы постепенно переходят в туффиты, туфопесчаники и другие вулканомиктовые породы. Так, на южных склонах гор Ходжабарку, в урочище Ходжирбулак и Яккабагских горах среднеобломочные туфы кварцевых порфиров серого цвета, мощностью 10—16 *м* в верхней части постепенно переходят в равномернозернистые гравелиты (разрез I, слой 4). В основании туфы представлены плотными разностями. Контакт с породами субстрата отчетливый.

Отдельность для описываемых пород не характерна. В рельефе они образуют иглы, обелиски. Под микроскопом состоят из пород, осколков минералов и связующей массы.

Обломки пород (15—45%) представлены кварцевым порфиром, микрофельзитом, сферолитом, яшмой, известняком. Форма их повсеместно остроугольная, неправильная, размер от 0,5 до 1,6 *мм*. Микроскопический размер обломков увеличивается с 1 до 3 *мм*.

Осколки минералов (30—25%) состоят из кварца, пертитизированного калишпата, плагиоклаза, очень редко хлоритизированного биотита. Вторичные: хлорит, карбонат, халцедон. Акцессорные: циркон, апатит, сфен, пирит.

Главной отличительной особенностью рассматриваемых пород является характер их связующей массы. Общая структура пород кристаллокластическая, литокристаллокластическая, а в зависимости от размера слагающих их обломков псаммитовая или алевритовая, но связующая масса преимущественно пепловая с разной степенью спекания пепловых частиц.

Типичная пепловая структура туфов во многом изменена и замаскирована более поздними вторичными процессами. В некоторых случаях, преимущественно в верхних частях каждого импульса, микроструктура породы представлена единичными пепловыми частицами рогульчатой, черепковидной, игольчатой формы. Интерстиции между пепловыми частицами заполняются раскристаллизованным стеклом, превращенным в микрофельзит, обладающий пеплово-гиалиновой структурой. Породы с подобной структурой могут быть выделены как неспекшиеся туфы кварцевых порфиров. Их удельный вес в составе липаритовой формации незначительный. Они обычно приурочены к верхней части разрезов (реки Аксу, Чорнова, Вахшивар, Чекменкуйды). Неспекшиеся нор-

мальные пепловые туфы в ряде случаев постепенно переходят в игнимбриты.

При спекании пепловых частиц наблюдаются следующие стадии:

1) пепловая связующая масса состоит из остроугольных, почти неизогнутых, непрозрачных частиц вулканического стекла — неспекшийся туф;

2) появляются искривленные черепки, рогули, часть из которых замещается хлоритом. При этом наблюдается вторичная раскристаллизация с образованием радиально-ориентированных волокон. Появляются первые признаки аксиолитовой структуры;

Таблица 6

Оптические свойства калинатровых полевых шпатов эксплозивной фации

Номер образца	Координаты ПСП			Угол −2V, град.	ΔS	Δρ	<Nm: ⊥P(001), град.	n	Тип оптики КПШ
	Ng	Nm	Np						
669	44	46	81	—71	0,71	0,6	7–10	1,534	Промежуточный микроклин
585	16	86	75	—73	0,72	—	8—11	1,535	То же
585а	15	84	78	—75	0,77	0,7	9—10	—	»
IV/4а	31	82	60	—82	0,85	0,8—0,9	11—19	—	Максимальный микроклин
IV/7	80	10	83	—80	0,83	0,8—0,9	11	1,539	То же
595	61	72	36	—80	0,83	—	—	1,537	Промежуточный микроклин
595а	3	89	88	—81	0,8	0,7	7— 8	—	То же
1/1	57	70	44	—80	0,8	0,8	7— 9	1,535	»

Примечание. ΔS — степень оптической упорядоченности калинатровых полевых шпатов; Δρ — степень рентгеновской триклинности; *n* — показатель преломления.

3) пепловые частицы превращаются в ряд беспорядочно расположенных аксиолитов. Порода приобретает аксиолитовую структуру. Интенсивно замещена хлоритом и карбонатом;

4) пепловые частицы превращаются в криптокристаллический микрофельзитовый агрегат, по поверхности которого равномерно распределены хлорит и серицит.

Породообразующие минералы эксплозивной фации. Как уже отмечалось, минералогический состав пирокластов (игнимбритов и туфов) довольно прост. Осколки минералов: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, редко биотит и амфибол. Вторичные: хлорит, серицит, альбит, халцедон, опал, пирит. Акцессорные: сфен, апатит, циркон, магнетит.

Калинатровый полевой шпат в породах эксплозивной фации представлен двумя генерациями: осколками интрателлурических фенокристаллов и калинатровым полевым шпатом, кристаллизующимся из мезостазиса. Первая образует остроугольные, неправильные, реже таблитчатые зерна размером 0,5—1,8 *мм* и резко преобладает над остальными минералами. Количество осколков фенокристаллов в породах данной фации довольно неустойчиво и колеблется от 5—8% в туфах до 18—30% — в игнимбритах. Оптические свойства этой генерации приведены в табл. 6.

Осколки калинатровых полевых шпатов характеризуются четко выраженной спайностью, образуют двойники по (010). Особенностью этих минералов является их автоклаз (первичное раздробление), при кото-

ром кристалл разбивается на целый ряд составляющих частей, обладающих одинаковым угасанием.

Калиевые полевые шпаты подвергаются интенсивным вторичным изменениям: альбитизации, хлоритизации, карбонатизации и соссюритизации. Наиболее ранним автометасоматическим процессом, видимо, является региональная хлоритизация, затем альбитизация, при которой альбит (№ 6—8) замещает калиевый полевой шпат по краям и трещинам спайности, иногда образуя по нему полные псевдоморфозы.

Калиевые полевые шпаты в основной (связующей) массе устанавливаются с трудом, обычно по результатам реакции окрашивания кобальтинитритом натрия. Все вулканиты характеризуются резким преобладанием тонкоагрегатного калинатрового полевого шпата в основной массе над другими минералами. В единичных случаях в сильно спекшихся игнимбритах на фоне криптокристаллического, микрофельзитового мезостазиса появляются участки с индивидуализированным калишпатом, обладающим тонкой лейстовидной формой и ориентированным, как правило, радиально к стенкам пустоток в породе.

Калинатровому полевому шпату второй генерации свойственны *низкие значения углов оптических осей (—60—55°), степень оптической* упорядоченности их равна 0,5—0,6, рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) — 0,5—0,4. Эти данные свидетельствуют о его высокотемпературной природе (криптопертитовой, высокий ортоклаз до санидина).

К в а р ц (10—16%) встречается также в двух генерациях: обломки интрателлурических фенокристаллов и поздний кварц, образовавшийся в результате собирательной перекристаллизации мезостазиса. Размер 0,5—1,8 *мм*. В основании пирокластических потоков, особенно игнимбритов, кварц приобретает мозаичное или волнистое угасание, раздробляется на ряд мелких составляющих. По трещинам происходит замещение кварца связующей массой и расчленение его на несколько составляющих.

П л а г и о к л а з (1—10%) представлен сильно автоклазизированными, альбитизированными обломками размером 0,5—1,6 *мм*.

Состав плагиоклаза в пирокластических образованиях испытывает значительное колебание от альбита до андезина. Наиболее часто встречается олигоклаз. Показатель преломления его равен 1,52—1,53. Чаще всего альбит мезостазиса ассоциируется с поздним кварцем или лейстовидным калинатровым полевым шпатом.

Л а в о б р е к ч и и и т у ф о б р е к ч и и также принадлежат к породам эксплозивной фации. Они наиболее распространены в районах, близких к центрам извержения. Так, на южных склонах Ходжабарку и в верховьях р. Малянгур их мощность достигает 170—200 *м*, к востоку и западу от этого участка она резко падает — 50—30 *м*. Для лавобрекчий и туфобрекчий характерно образование довольно выдержанных по мощности и простиранию стратифицированных залежей, внутри которых отмечается хорошая отсортированность обломочного материала, уменьшающаяся к верхам разреза. Например, для основания покрова лавобрекчий в верховьях левого Малянгура характерны обломки фельзитов размером более 15—20 *см*, средней части — 4—8 *см*, верхней — не более 1 *см*. Аналогичная картина наблюдается в Хандизе, Чакчаре и Яккабагском хребте.

Лавобрекчии и туфобрекчии представляют собой зеленоватую породу, состоящую из обломков пород, погруженных в лавовый слабофлюидальный цемент и количество которых непостоянно. Так, в грубых вулканокластах района верховьев рек Вахшивар и Малянгур на 4 $м^2$

площади приходится следующее количество обломков: размером более 20 *см* в поперечнике — 5—6 шт., 10—12—10—15, 5—8—25—30; 3—5—50—65; менее 3 *см* — 100—150 шт. К востоку от этой площади в окрестностях высотной отметки 3072,4 *м* в лавобрекчиях количество обломков сокращается и размерность их становится более однотипной. Так, на 4 $м^2$ приходится: обломков размером от 10 до 15 *см* — нет или очень редки, 5—8 *см* — 5—10 шт., 1—5 *см* — 80—85 шт. К западу и северо-западу от этого района в лавобрекчиях и туфобрекчиях вахшиварской свиты характер обломков такой же, как и в районе горы Ходжабарку, но при значительно меньших мощностях описываемых пачек.

Рассмотрим распределение обломков в разрезе свиты в пределах выделенных горизонтов грубых вулканокластических пород. Как правило, лавобрекчии и туфобрекчии 1 импульса более «грубы», т. е. количество крупных (10—20 *см*) обломков составляет в них 8—10%, тогда как в наиболее верхних горизонтах (4 импульс) — 1—4%. Кроме того, в породах 4 импульса размер обломков не превышает 1—2 *см*.

Жерловая фация. В связи с тем, что вопрос о центрах извержений юго-западных отрогов Гиссара до сих пор почти не рассматривался, мы остановимся на нем более подробно.

При выделении центров извержений мы руководствовались следующими признаками: а) благоприятная структурно-тектоническая обстановка (наличие депрессионных структур, глубоких расколов, служащих путями движения магмы, обилие разломов, зон их пересечений и т. д.). Этот критерий достаточно хорошо проверен в Кураминской подзоне (В. А. Арапов, Н. П. Лаверов и др.) и других районах СССР (В. С. Коптев-Дворников, Г. М. Фремд, В. И. Лучицкий, Е. Ф. Малеев, С. И. Набоко, Б. И. Пийп, А. Е. Святловский); б) изменение фаций вулканитов в пространстве (грубая пирокластика, маломощные покровы кислых лав, экструзии, купола и т. д.); в) наличие субвулканических интрузий, эруптивных и кольцевых даек; г) характер изменения коэффициента пирокластичности «П».

Одни из выделенных центров в настоящее время откартированы и сравнительно изучены, другие только намечены при геологическом картировании и требуют дальнейших исследований. Для пород липаритовой формации отмечены следующие центры: гора Ходжабарку и верховья р. Малянгур, урочище Ходжирбулак (верховья Аксу), гора Карасан, бассейн р. Аксу (по р. Сангардак), Яккабагский хребет и др. (урочище Уолсах, среднее течение р. Кызылдарья). Для основных эффузивов центрами эрупции служили зона Южно-Сурхантауского разлома, где зафиксированы многочисленные экструзивные и субвулканические тела основных эффузивов (Бадава, Хауз I, Хауз II и др.).

Район горы Ходжабарку (верховья рек Вахшивари Малянгур). Описываемый палеовулкан геморфологически четко выражен горой Ходжабарку и другими высшими отметками. Общая площадь, занятая древним вулканом, составляет примерно 16—17 $км^2$ и приурочена к центральной части брахисинклинали Ходжабарку, ось которой погружается в восточном и юго-восточном направлении. Этот район сложен исключительно породами липаритовой формации мощностью 1600—1700 *м*, которые пронизаны субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Кроме них, в этом районе широко распространены эруптивные дайки мощностью 1—3 *м*, радиально расходящиеся от вершины горы Ходжабарку. Они сложены обломочными вулканическими породами: туфобрекчиями, лавобрекчиями и туфами (рис. 4).

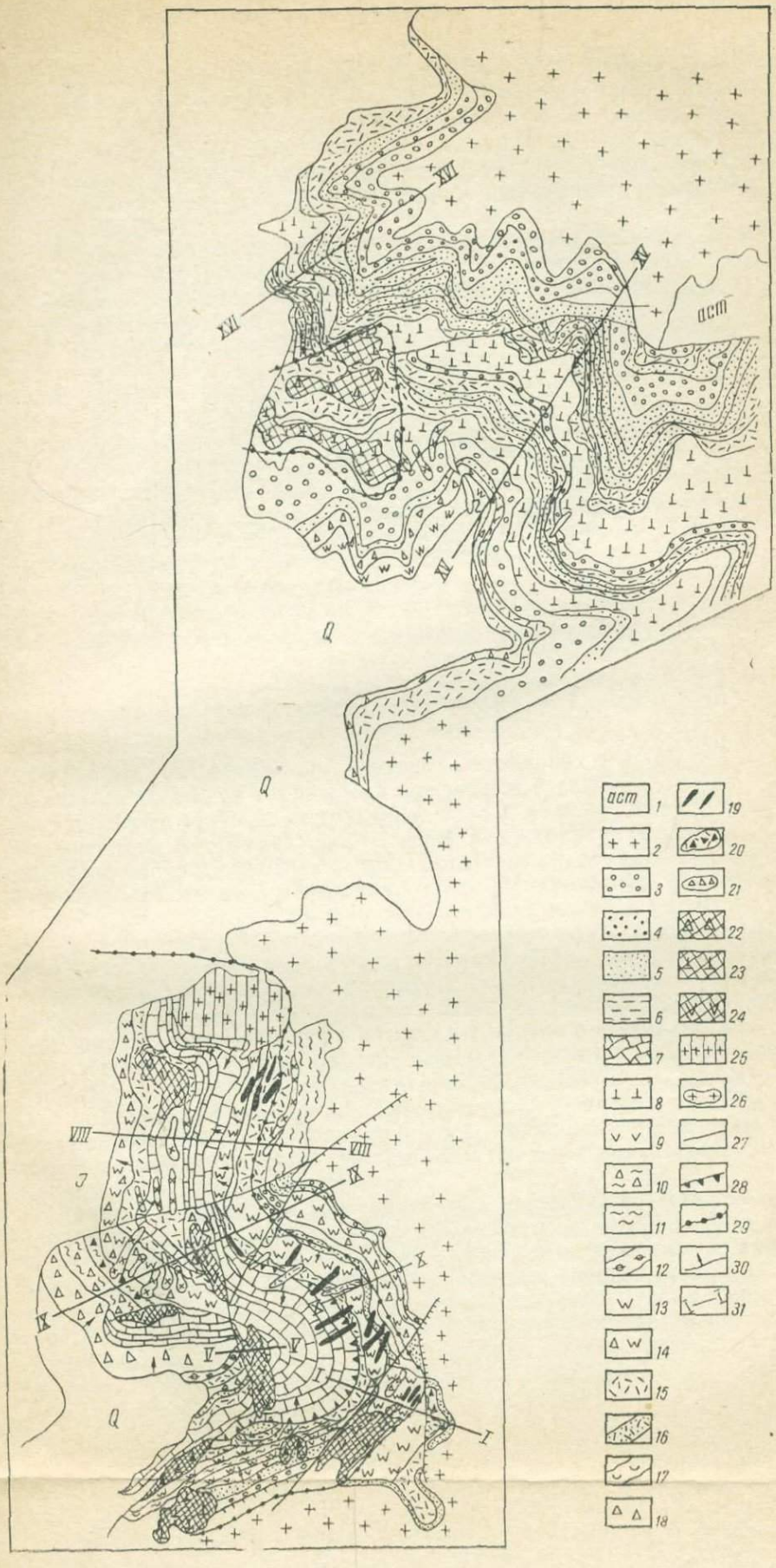


Рис. 4. Фациальная схема палеовулкана Ходжабарку и его обрамления (бассейн рек. Вахшивар-Обигауруз, составил Т. Н. Далимов).

Фундамент:

1 — докембрийские образования; *2* — формация двуслюдяных гранитов ($Д_2 - Д_3$).

Осадочный комплекс фаций:

3 — конгломераты средние и мелкогалечные; *4* — гравелиты; *5* — песчаники; *6* — глины и алевролиты; *7* — известняки.

Вулканический комплекс фаций: эффузивная фация:

8 — покровы лав дацитов; *9* — покровы лав липаритов и липарито-дацитов; *10* — потоки лав агломератов; *11* — переслаивание лав липаритов и туфовых разностей; *12* — покровы сферолитовых лав.

Эксплозивная фация:

13 — игнимбриты; *14* — грубообломочные игнимбриты; *15* — туфы; *16* — туфы и туфопесчаники; *17* — витрофировые туфы; *18* — покровы туфобрекчий и агломератов.

Жерловая фация:

19 — вулканокластические дайки (вне масштаба); *20* — дайки туфов; *21* — дайки эруптивных брекчий, дацитов и кварцевых порфиритов.

Интрузивный комплекс фаций. Гипабиссальная фация:

25 — сиенито-диориты (P_1); *26* — гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (P_1); *27* — разрывные нарушения; *28* — кольцевые разломы; *29* — предполагаемые контуры вулканических построек; *30* — элементы залегания; *31* — линии разрезов.

Весь комплекс эффузивных, экструзивных и субвулканических пород разбит нарушениями на блоки. Преимущественное простирание разломов субмеридиональное, что подчеркивается ориентировкой приуроченных к ним поздних — (P_1) даек гранит-порфиров, сиенито-диорит-порфиритов. Важной структурной единицей района является полукольцевой разлом, проходящий по основанию известняков, откартированный С. Я. Лапидусом.

Единого канала древнего вулкана установить не удалось. Видимо, он залечен экструзивными образованиями заключительных импульсов. К наиболее ранним из них относятся тела (15×25 *м*) зеленых туфолав, экструзивных брекчий (водораздел Вахшивар—Малянгур), которые рвут все пачки вахшиварской свиты и прорваны неправильными телами

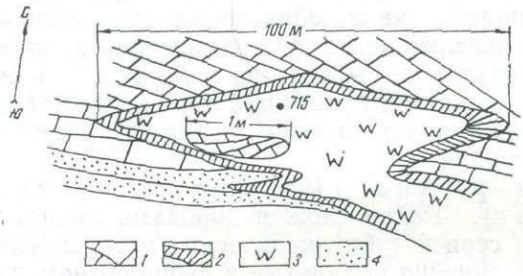


Рис. 5. Некк флюидальных туфолав в верховьях р. Малянгур.

1 — известняки C_1V; *2* — зона закаливания; *3* — флюидальные туфолавы; *4* — туфопесчаники.

столбчатых фельзитов, сферолитовых порфиров, в свою очередь прорванными красными кварцевыми порфирами (рис. 5).

Наиболее крупное экструзивное тело в зоне древнего вулкана расположено на восточном склоне горы Ходжабарку (Вахшивар-Обидара). Оно сложено зелеными, флюидальными «туфолавами» с многочисленными осколками вмещающих пород. Направление флюидальности вертикальное. Общая площадь, занятая этим телом, 0,4 *км*^{2}. Другое тело экструзивных образований откартировано нами западнее вершины 3504,4 *м*. Здесь верхние горизонты вахшиварской свиты (туфобрекчии, лавобрекчии, игнимбриты) прорваны кирпично-красными кварцевыми порфирами (S=0,5 *км*^{2}). Примечательно, что это тело имеет грибовидную форму, наклоненную на юго-восток. От него в сторону левого составляющего р. Малянгур отходит небольшой поток лав липаритов мощностью 12 *м*, четко фиксирующийся своей плитчатой отдельностью. Серия экструзивных кварцевых порфиров, дацит-порфиров, автокупольных брекчий обнажается по периферии горы Ходжабарку. Как правило, эти тела небольшого размера (50×60—60×150 *м*) и полукольцом окружают вероятную область извержения.

Таким образом, по вышеописанным признакам установлено, что один из крупных центров извержений находился в районе горы Ходжабарку и верховья р. Малянгур. Немаловажным доказательством этого является наличие полей вторично измененных пород в верховьях р. Малянгур. Породы липаритовой формации подвергнуты здесь серицитизации, алунитизации, каолинизации; обнаруженное среди этих пород колчеданно-полиметаллическое рудопроявление «Малянгур», по И. Е. Гамалееву (1967, 1969), связано с сольфатарной деятельностью данной вулканической постройки.

Особо остановимся на морфологии и положении известняков горы Ходжабарку. Большая мощность их носит локальный характер и изменяется в пределах нескольких километров от урочища Ходжирбулак (100—140 *м*) до горы Ходжабарку (350—400 *м*) и затем резко сокращается в районе Малянгура и исчезает в бассейне р. Обинауруз. Морфологически известняки образуют концентрическую залежь, углы и азимут падения которой изменяются с южного направления на юго-восточное и далее на восточное (угол падения 28—36°). На северо-востоке налегающие на эти известняки туфы характеризуются углом 40—45° в южных, юго-западных румбах. Примечательно наличие фрагментов полукольцевого разлома, проходящего по подошве известняков. Элементы залегания его во многом аналогичны известнякам. В связи с этим можно предположить, что известняки Ходжабарку заполнили кратерную часть древнего палеовулкана, образовавшегося и окончательно оформившегося после извержения пород III импульса липаритовой формации. Видимо, в результате выброса на поверхность значительной массы игнимбритов, пирокластики произошло обрушение кальдеры (о чем свидетельствует наличие полукольцевого разлома), в которой впоследствии отлагались известняки.

Верховья р. Аксу (центральная часть урочища Ходжирбулак). Район сложен породами липаритовой формации, представленными серией субвулканических интрузий кварцевых порфиров, образующих линейно вытянутые в субширотном направлении тела. О наличии древнего центра извержения свидетельствуют следующие факторы:

1) существование субширотно ориентированного разлома, вдоль которого внедряются субвулканические интрузии и экструзивные тела лавобрекчий;

2) увеличение мощностей эффузивов в этом районе до 700—800 *м;*

3) изменение фаций эффузивов. Наличие четко выраженного в рельефе крупного некка лавобрекчий.

Указанный некк (0,5×0,2 *км*) расположен к юго-востоку от высотной отметки 3072,6. С севера и северо-востока на него налегают битуминозные известняки визе (?). На юге он прорывается кварцевыми порфирами. В плане это тело имеет вытянутую в субширотном направлении форму с общей площадью немного более 1 $км^2$. В разрезе рассматриваемый некк лавобрекчий представляет собой лакколитообразное тело, ножка которого наклонена на юго-восток к зоне Южно-Сурхантауского разлома. В нем имеются многочисленные эруптивные дайки незначительной мощности, сложенные мелким вулканокластическим материалом. Для изучения количественного распределения обломков проведено несколько разрезов вкрест простирания этого тела. По составу обломки однообразны: кварцевые порфиры, зеленые фельзиты, яшмы. Результаты количественного изучения их приведены в таблице 7.

Район сел. Диболо. Предполагаемый палеовулкан расположен в верховьях р. Сойкул и окрестностях горы Ходжаинур. Главная часть его занята асимметричным, лакколитообразным субвулканическим телом (Дибалинский массив, 8—10 $км^2$), которое по периферии окружено полосой пирокластических, вулканогенно-осадочных образований.

Яккабагский хребет (бассейн р. Кызылдарья). В этом районе липаритовая формация распространена широко. Предполагаемый центр излияния расположен в среднем течении р. Кызылдарья и обладает сложным строением. Основную часть его занимает Кызылдарьинская интрузия кварцевых порфиров, рассматриваемая пре-

дыдущими авторами (Исамухамедов, Купченко, 1962) как единое моногенное тело. Проведенными исследованиями установлено, что интрузия кварцевых порфиров обладает сложным внутренним строением и состоит из 4-х следующих импульсов: γ^1 — кварцевые порфиры, гранит-порфиры; γ^2 — экструзивные фельзиты; γ^3 — фельзиты, сферолитовые порфиры; γ^4 — автокупольные брекчии, вулканокластические дайки. Она имеет неправильную в первом приближении округлую форму и располагается в зоне крупного разлома, видимо, являющегося оперением Южно-Гиссарского глубинного разлома (Покровский, 1963).

Из схемы строения этого района (рис. 6) видно, что автокупольные брекчии, тела интрузивных фельзитов, брекчии окаймляют его по

Таблица 7

Распределение осколков в теле некка в ур. Ходжирбулак (верховья р. Аксу)

Размер обломков, *см*	Количество осколков с удалением от контакта			
	до 10 *м*	центр (30—40) *м*	центр (50—60) *м*	краевая зона
3—4	25—30	40—45	35—40	25—30
5—10	10—12	15—20	15—25	5—8
5—10	1—2	8—10	7—8	Нет
10—15	—	5—6	10—12	1—2
15—20	—	5—10	4—5	—
Более20	—	1—2	1—5	—

периферии. Кроме того, в урочище Ишакмайдон четко фиксируется несколько маломощных покровов липаритов, сползающих по древним промоинам к Кызылдарье, отмечаются поля вторично измененных пород (урочище Уолсах), тяготеющих к этой постройке.

Породы жерловой фации сложны по составу и разнообразны по способу залегания (различные агломераты, лавобрекчии, туфобрекчии, экструзивные кварцевые порфиры, сферолит-порфиры и т. д.). Они могут быть подразделены на две группы: вулканокластические дайки и некки, сложенные вулканокластическим материалом. Кроме этих пород, встречаются многочисленные экструзивные купола, представленные фельзитами, кварцевыми порфирами, которые описываются вместе с субвулканическими образованиями.

Вулканокластические дайки в юго-западных отрогах Гиссарского хребта широко распространены (урочище Ходжирбулак, сел. Готхаки, урочище Джолпоя, верховья р. Аксу, Сангардак, урочище Кызылмечеть, горы Карасан, урочище Чекменкуйды, Ишакмайдон и др.), т. е. их разнообразие и распространенность косвенно подтверждают наличие жерловых образований. Они имеют неправильную кольцевую форму; в них часты раздувы, что, видимо, обусловлено характером внедрения. Типичные вулканические дайки сложены туфами, туфолавами, лавобрекчиями и туфобрекчиями.

Анализ разрезов липаритовой формации показал, что эти породы наиболее характерны для средних частей. Как правило, они не зависят от ориентировки дизъюнктивных нарушений, а контролируются их оперяющими сколами. В их пространственном расположении нет определенных закономерностей. В ряде случаев они радиально расходятся от центра излияния. Мощности их изменяются от 0,5 до 5 *м*.

Дайки туфобрекчий и лавобрекчий состоят из обломков фельзитов, яшм, известняков и др., количество которых резко преобладает над цементом и достигает 75—80%. Контакты этих даек четкие с образовани-

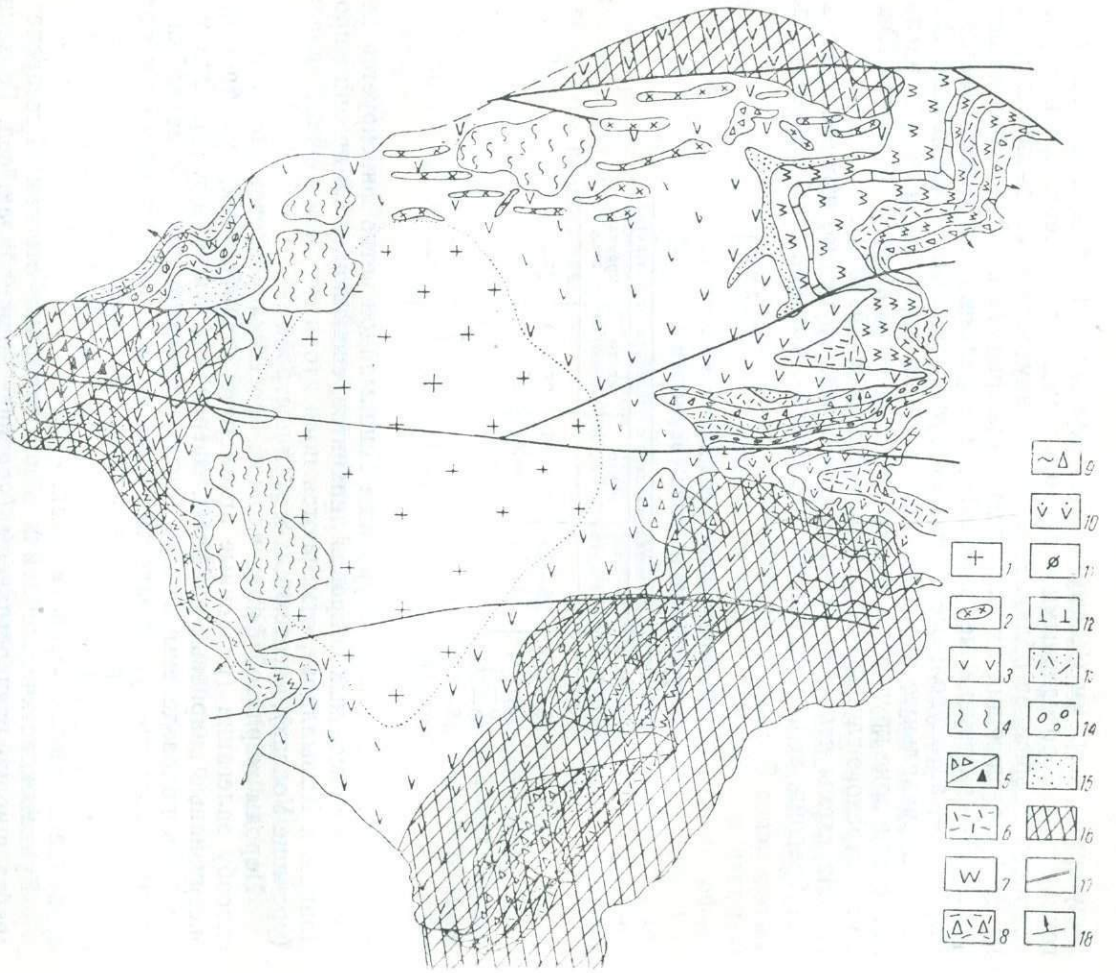


Рис. 6. Схема геологического строения Кызылдарьинского вулкано-плутона (составил Т. Н. Далимов).

Гипабиссальная фация:

1 — гранит-порфиры, постепенно переходящие в кварцевые порфиры (C_1); *2* — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (P_1).

Субвулканическая фация:

3 — фельзит-порфиры, кварцевые порфиры.

Экструзивная фация:

4 — купола флюидальных липаритов; *5* — автокупольные брекчии.

Эксплозивная фация:

6 — пепловые, литокластические, витрокластические туфы липаритов; *7* — игнимбриты кварцевых порфиров; *8* — туфобрекчии; *9* — лавобрекчии.

Эффузивная фация:

10 — покровы липаритов; *11 — 12* — покровы сферолитовых лав и дацитов; *13* — туфы, туфопесчаники; *14* — разногалечные конгломераты; *15* — песчаники; *16* — поля сольфатарно-фумарольной деятельности (вторичные кварциты); *17* — разломы; *18* — элементы залегания слоев.

ем апофиз во вмещающей породе. Обломки пород по составу подразделяются на обломки фундамента (сланцы, диабазы, порфириты, алевриты, яшмы и известняки) и непосредственно вулканического конуса (фельзиты, туфы и т. д.), которые резко преобладают и соотношение их с обломками фундамента представляется как 5 : 1.

Осколки минералов распространены незначительно и представлены интенсивно раздробленными автоклазизированными зернами кварца, калишпата, плагиоклаза. Цемент пород стекловатый, обладает едва заметными реликтами пепловой структуры, замещен хлоритом, серицитом и подвергнут окварцеванию.

В отдельных дайках цемент пород характеризуется отчетливой флюидальностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой мелких линзовидных включений и пепловых частиц. Особенностью цемента рассматриваемых пород является наличие наряду с перлитовой отдельностью иногда довольно раскристаллизованных участков, имеющих линзовидную и чаще концентрическую форму. Они заполнены тонким лейстовидным альбитом ($\angle Nm\perp : (010) = 16—18°$), образующим отчетливые двойники.

В Яккабагском хребте и урочище Кызылмечеть, в бассейне рек Курганча, Сойкул распространены согласные вулканические дайки, сложенные афанитовыми флюидальными лавами фельзитов. Минералогический состав их такой: кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит, хлорит, рудный минерал, циркон. Кроме того, часто встречаются палевошпатово-кварцевые сферолиты.

Плагиоклаз (8—11%) в обломках представлен преимущественно олигоклазом ($\angle Nm\perp : 010 = 6—12°$), реже альбитом. Интенсивно серицитизирован, реже хлоритизирован. Характерной особенностью его является автоклаз, в результате которого единый кристалл плагиоклаза разбивается на несколько частей, интерстиции между которыми заполняются хлоритом, серицитом и гидроокислом железа.

Калишпат (10—15%) состоит также из автоклазизированных, сильно резорбированных зерен размером 0,2—1,7 *мм*. Интенсивно пертитизирован с образованием игольчатых, струйчатых пертитов. Угол оптических осей 82—83° ($\angle Nm\perp : 001 = 10—9°$).

Вторая, более поздняя генерация калишпата встречается в связующей массе пород, обладает лейстовидными, неправильными формами, размер ее не более 0,2—0,3 *мм*. Осколки интрателлурического калишпата повсеместно замещаются альбитом.

Кварц (15—20%) — прозрачные, наиболее резорбированные зерна размером 0,5—2 *мм*.

Связующая масса (10—25%) преимущественно пепловая, но в разной степени измененная постмагматическими, автометасоматическими процессами: хлоритизацией, альбитизацией. Она содержит многочисленные линзовидные пустоты, довольно раскристаллизованные, ориентация которых обусловливает флюидальность цемента. Кроме пепловой, часто встречаются эмульсионная и ликвационная структуры.

Некки в характеризуемом районе также довольно широко распространены (рис. 7). Они сложены эвтакситовыми туфолавами и лавобрекчиями. Среди них можно различить некки простого и сложного строения, состоящие из взаимнопрорывающих пород одного и того же состава. По морфологическим признакам среди них выделяются трубкообразные и грибообразные тела, напоминающие лакколиты, а также асимметричные лакколитообразные. Особенностью этих пород является то, что на расстоянии 250—300 *м* по вертикали количество обломков в них сокращается до исчезновения, контакты с вмещающими породами, отчетливые в верхних частях тел, через 200—250 *м* становятся расплыв-

чатыми и, наконец, совершенно однородными с вмещающими породами. Это видно на примере Кызылдарьинского субвулканического тела (рис. 6, 8) и урочища Ходжирбулак. В субвулканических образованиях тела автокупольных брекчий встречаются в их апикальных частях. По мере приближения к глубоким частям интрузий брекчии исчезают и постепенно переходят в кварцевые порфиры и гранит-порфиры. (Вахшиварский, Дибалинский, Кызылдарьинский массивы). Один из таких некков, сложенный флюидальными туфолавами в верховьях р. Аксу, был упомянут выше.

На водоразделе Вахшивар—Обидара обнажается крупный некк, удлиненный в северо-восточном направлении. С севера он прорывает отложения третьего импульса и горизонт известняков горы Ходжибарку мощностью 400 *м* и в свою очередь прорван дайками диабазов, фельзи-

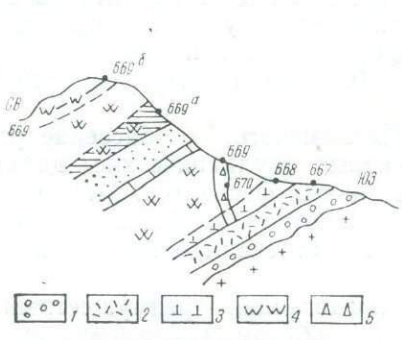


Рис. 7. Разрез липаритовой формации в правом борту р. Аксу (Сангардак).

1 — базальные слои турне; *2* — туфы белесые; *3* — дациты; 4 — игнимбриты; *5* — экструзивные брекчии.

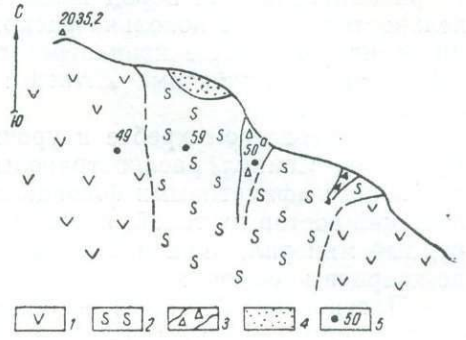


Рис. 8. Разрез через кварцевые порфиры в водоразделе рек Капалак—Абкульды:

1 — сургучные кварцевые порфиры; *2* — тонкоплитчатые флюидальные фельзиты; *3* — автокупольные брекчии; *4* — блок-ксенолит туфопесчаника C_1; *5* — место взятия образцов.

тов, сферолитовых порфиров. Особенностью этого некка является вертикально ориентированная флюидальность, обусловленная вертикальным расположением включений, которые подчеркивают дискордантный характер пород этого некка. Со стороны долины правого Вахшивара прослеживается сокращение поперечного сечения некка до 12—10 *м*. Породы некка почти не отличимы от игнимбритов и состоят из обломков кварца, калишпата, плагиоклаза, погруженных в стекловатый цемент.

Другой некк описан нами в урочище Ходжирбулак (верховья левого составляющего р. Вахшивар). Здесь среди игнимбритов находится пологое, наклоненное к западу тело лавобрекчий площадью 0,8—0,7 $км^2$. На западном фланге это тело расщепляется на несколько частей, внедряющихся в межпластовые плоскости слоистых пород карбона. Так же, как и в предыдущем случае, установлена вертикальная флюидальность, ориентированная в северном и северо-западном румбах. Макроскопически лавобрекчии представляют собой красноватую, буро-красную, породу, состоящую из осколков пород (55—60%) и минералов, погруженных в криптокристаллический слабохлоритизированный мезостазис. Отчетливо наблюдается флюидальная текстура, обусловленная субпараллельным расположением полос длиной 1,5—2 *см*. Под микроскопом эти полосы представлены лейстовидным калинатровым полевым шпатом с низкими значениями углов $-2V=45—50°$. ($\Delta S=0,1—0,2$; высокий ортоклаз) и несдвойникованным альбитом. Структура подобных участков аллотриоморфнозернистая. В крупных шлифах площадью 4 *см* ко-

личество раскристаллизованной фазы колеблется в разных участках некка от 18 до 25%. Вторая часть цемента лавобрекчий интенсивно пелитизирована, перекристаллизована с образованием типичной микро-

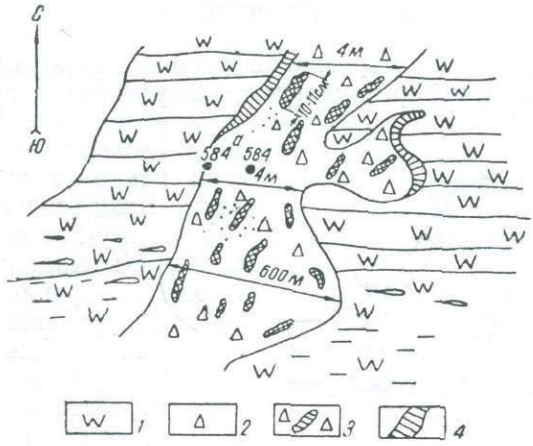


Рис. 9. Схема строения вулканокластической дайки в окрестностях горы Ходжаинур:

1 — игнимбриты; *2* — туфобрекчии; *3* — обломки пород в туфобрекчиях; *4* — зона закаливания.

фельзитовой структуры. Кроме того, в цементе имеются единичные зональные сферолиты.

Еще одно такое тело изучено нами в верховьях р. Малянгур. Некк сложен флюидальными туфолавами и в поперечнике равен 100—105 *м*.

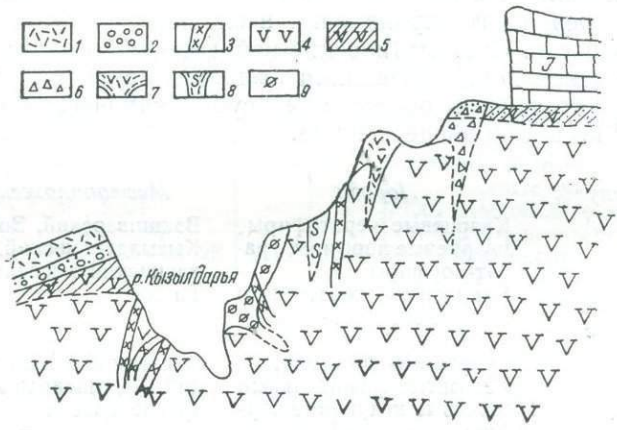


Рис. 10. Схематический разрез через Кызылдарьинский вулкано-плутон.

1 — пирокласты C_1; *2* — конгломераты C_1; *3* — дайки гранит-порфиров; *4* — кварцевые порфиры, переходящие в нижней части тела в гранит-порфиры; *5* — предъюрская кора выветривания; *6* — автокупольные брекчии; *7* — экструзивные фельзиты; *8* — экструзивные фельзиты липаритов; *9* — сферолит-порфиры.

Прорывает известняки и в них образует небольшой мощности зону закаливания.

Район сел. Готхаки. В среднем течении р. Курганча наблюдаются породы жерловой фации. Здесь игнимбриты вахшиварской свиты прорываются тонкоплитчатыми кварцевыми порфирами, отдель-

ность которых имеет тенденцию к радиальной. В свою очередь эти породы прорваны вулканическими дайками, сложенными туфобрекчиями (рис. 9) и прослеженными на протяжении до 1 *км* с перерывами. Мощность их неустойчивая — 0,3—2 *м*. Брекчии состоят из тех же обломков, что и вмещающие породы. Распределение обломков крайне неравномерное.

Субвулканическая и экструзивная фации. К породам этих фаций относятся кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, гранит-порфиры, фельзит-порфиры, сферолит-порфиры, локализованные в следующих наиболее крупных массивах: Вахшиварском, Дибалинском, Аксу-Готхакинском, Ширтском, Кызылдарьинском и др. К этой же фации относятся интрузивы урочища Ходжирбулак, Гури-Саид, Джолпоя, Чекменкуйды, Чорты и др. О возрасте этих образований у исследователей нет единого мнения. Одни считают их пермскими, другие — нижнекарбоновыми. Мы большинство субвулканических интрузий района относим к нижнекарбоновому возрасту (Далимов и др. 1969; Шарипов, Далимов, 1969). Долгое время эти интрузивы рассматривались как единое моногенное тело. Однако проведенные исследования показали, что они обладают чрезвычайно сложным внутренним строением в результате проявления нескольких импульсов вулканической деятельности. Систематические наблюдения за взаимоотношениями субвулканических пород позволили выделить среди них 5 импульсов.

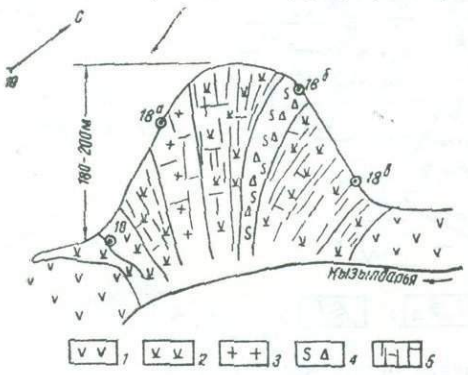


Рис. 11. Схема строения экструзивного купола (верховье р. Кызылдарья).

1 — кварцевые порфиры; *2* — флюидальные фельзиты; *3* — дайки гранит-порфира; *4* — эруптивная дайка; *5* — ориентировка флюидальности.

Последовательность образования субвулканических интрузий Юго-Западного Гиссара приведена ниже.

Импульс	*Порода*	*Местоположение*
γ_1^1	Кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры	Вахшиварский, Зойский, Кызылдарьинский, Готхакинский массивы
γ_1^2	Кварцевые кератофиры сургучного цвета	То же
γ_1^3	Кварцевые порфиры, фельзиты флюидальные (розовые кварцевые порфиры)	Аксуйский, Вахшиварский, Кызылдарьинский и другие массивы
γ_1^5	Автокупольные брекчии, интрузивные туфолавы кварцевых порфиров	То же
γ_1^4	Сферолитовые порфиры	Вахшиварский, Кызылмечетский и другие массивы

Как видим, породы каждого импульса незначительно отличаются друг от друга по составу. Тем не менее между ними фиксируются отчетливые контакты (рис. 10).

Большинство рассматриваемых интрузий представляет собой неправильные дайкообразные, штокообразные, лакколитообразные тела. Нередко встречаются этмолиты и лополиты (рис. 11). Обычно краевые

части крупных массивов расщепляются на ряд апофиз и внедряются по межпластовым швам вмещающих пород (Дибалинский массив). Тектонически субвулканические интрузии приурочены преимущественно к краевым частям вулканических депрессий, в меньшей степени к их центру. Одновременно с этим они теснейшим образом связаны с зонами глубинных разломов, вдоль которых вытягиваются своими длинными осями (Южно-Сурхантауский разлом). Это отчетливо проявляется на примере интрузий юга Сурхантау, Яккабагского хребта и т. д.

Некоторые исследователи (А. В. Покровский), основываясь на тесной генетической связи экструзивных субвулканических пород с эффузивами вахшиварской свиты, рассматривают их как вулкано-плутонические формации. Совершенно очевидно, что это недопустимо, поскольку вулканогенные формации немыслимы без своих субвулканических аналогов.

КРАТКИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ

Кварцевые кератофиры — γ^{1-2} (Вахшиварский, Зойский, Готхакинский массивы) макроскопически характеризуются зеленой, сургучно-коричневой и серой окраской. В них отмечено преимущественное развитие столбчатой, реже плитчатой и глыбовой отдельностей. Столбы в поперечнике представляют 4-х или 6-ти-гранную призму, размер их

Таблица 8

Количественно минералогический состав кварцевых кератофиров

Номер шлифа	Фенокристаллы Кпш	Пл	Кв	Основная масса цветные	сферолиты	Пустотки	стекловатая масса	Примечание
504а	8,45	6,95	—	1,1	9,06	4,36	70,00	В мезостазисе не обнаружен
501б	4,3	6,49	0,2	—	8,58	5,00	67,96	1/2 мезостазиса сложена калишпатом
514	9,14	4,08	2,04	—	—	—	72,01	Калишпат в мезостазисе не обнаружен
515а	8,46	8,84	0,23	1,28	24,2	3,38	55,38	Калишпат в мезостазисе не обнаружен

1,5—4 *м*. Нередко встречаются скорлуповатая отдельность (верховье р. Джурджурек, Готхакинский массив), когда при ударе породы разбиваются на тонкие изогнутые скорлупы. Почти во всех изученных субвулканических интрузиях от глубинных частей к апикальным происходит смена глыбовой, параллелепипедальной отдельности столбчатой, радиально-скорлуповатой и плитчатой разностями. Текстура пород массивная, флюидальная (табл. 8).

Как видно из таблицы, кварцевые кератофиры сложены альбитом, альбит-олигоклазом, кварцем, калинатровым полевым шпатом и незначительным количеством хлоритизированного биотита. Мезостазис этих пород состоит из тех же минералов, что и фенокристаллы, но здесь еще появляются сферолиты (3,38—5%), отдельные участки раскристаллизовываются с индивидуализацией альбита, калишпата и кварца. В мезостазисе значительная роль принадлежит альбиту и кварцу; калинатровый полевой шпат имеет подчиненное значение.

Кроме названных минералов, в породе присутствуют циркон, апатит, пирит, сфен, ксенотим, опал, хлорит, карбонат, эпидот, серицит, алунит и др.

Плагиоклазы повсеместно представлены альбитизированными разностями или собственно альбитом. Состав фенокристалла плагиоклаза устанавливался по методу Е. С. Федорова, ускоренному методу определения углов симметричного погасания и с помощью замеров показателей преломления (табл. 9).

Как видим, состав фенокристаллов не испытывает значительных колебаний и в основном соответствует альбиту, за исключением андезина, олигоклаз-андезина (№ 35) в кератофирах краевой части Вахшиварского массива. Высокое значение анортитовой молекулы в этом случае объясняется тем, что этот минерал, вероятно, первичного интрателлурического происхождения. В результате быстрого охлаждения в краевой части он не подвергся альбитизации. Фенокристаллы, как правило, более

Таблица 9

Результаты замеров плагиоклаза методом Е. С. Федорова

Номер шлифа	Координаты			Закон двойникования	Номер	ΔS	<Nm: ⊥001, град.	Характер минерала
	Ng	Nm	Np					
504	70	23	83	[001]	6	0,9	12	Кр. фенокрист, 1,6 *мм*
504б	18	70	84	(010)	8	0,5	11	Фенокристаллы, 0,2 *мм*
506	86	77	21	(001)	6	—	4	Фенокристаллы, 0,8 *мм*
514	69	20	89	[001]	35	0,8	8	Координированные фенокристаллы, 1,6 *мм*
517	15	80	90	(0$\bar{1}$0)	4—5	0,9	12	Фенокристаллы
519	13	78	86	(0$\bar{1}$0)	10	—	6	Слабоизмененные фенокристаллы, 0,5—0,3 *мм*
518	70	20	81	[001]	2—1	0,00	13	Микролит в основной массе
518	73	33	66	(010) [010]	5—6	0,9	10	Фенокристаллы
523	70	21	82	[001]	5	0,8	10	Фенокристаллы, 0,5—1 *мм*
523	75	13	87	[001]	1—2	0,1	12	Из пустоток породы
515	20	82	85	[010]	3—2	0,3	13	В основной массе
526	10	80	90	(0$\bar{1}$0)	12	1,0	9	Фенокристаллы, 0,3—0,4 *мм*

основные (10—35% An), тогда как микролиты плагиоклаза соответствуют чистому альбиту (3—1% An). Кроме того, степень оптической упорядоченности плагиоклаза в фенокристаллах гораздо выше (0,8—1,0), чем в микролитах (0,10—0,3).

Обычно фенокристаллы плагиоклаза образуют довольно крупные (2—2,5 *мм*) зерна, интенсивно альбитизированные, серицитизированные и хлоритизированные. Нередко замещаются поздним кварцем и в центральных частях образуют с ним микропегматитовые, микрографические срастания. Альбитизация, как правило, развивается по краям фенокристалла, часто образуя по нему псевдоморфозы.

Серицитизация плагиоклазов равномерная, лишь на контактах пород двух импульсов или в зонах нарушений она становится более интенсивной. Хлоритизация развита неповсеместно. Наиболее отчетливо этот процесс проявлен на восточном фланге Вахшиварского массива, где фенокристаллы плагиоклаза обволакиваются, а иногда по двойниковым швам или по трещинам спайности замещаются ярко-зеленым хлоритом.

Вторая, более поздняя генерация плагиоклаза представлена также альбитом. Он распространен в основной массе породы в виде тонких

лейстовидных кристаллов, размер которых не превышает 0,1—0,2 *мм*. Обычно представлен почти чистым альбитом. Иногда образует отчетливые двойники, чаще несдвойникован и в этом случае определяется по низкому показателю преломления ($Ng = 1{,}527 \pm 0{,}002$) и дисперсионному эффекту. В некоторых довольно раскристаллизованных породах центральных частей массива среднее количество альбита в основной массе достигает 25—30%, что подтверждается соотношением прокрасившихся кобальтинитритом и незатронутых участков в шлифах (504^6, 662).

Часто средний альбит доминирует в пустотках породы или выполняет микротрещины в них.

К в а р ц — *наиболее распространенный минерал в рассматриваемых породах. Устанавливаются следующие генерации кварца (в порядке возрастной последовательности): фенокристаллы, кварц основной* массы, образовавшийся в результате собирательной кристаллизации, гидротермальный поздний кварц.

Фенокристаллы кварца образуют зерна размером 0,3—1,6—2 *мм*. Как правило, в них имеются газово-жидкие включения, включения акцессорного циркона, очень редко апатита, рудной пыли, хлорита и серицита. Одной из интересных особенностей этого минерала является способность к дроблению в период внедрения. Остановимся на этом более подробно.

В последние годы ряд авторов (Иншин, 1968) обратили внимание на то, что некоторые субвулканические и нередко гипабиссальные породы кислого состава обладают псевдообломочной структурой, обусловленной остроугольным характером кварца. Нами генезис этой структуры был показан на примере Бабайтагской интрузии (Далимов, 1965).

Происхождение обломочного характера кварца, по данным этих авторов и нашим, таково: в близповерхностных условиях внедряющаяся *вязкая магма взрывается, так как впереди нее постоянно двигается* «газовый» фронт (В. С. Коптев-Дворников) и канал внедрения часто *закупоривается. Этот взрыв, или «закрытая эксплозия»* (Иванкин, 1967) обусловливает первоначальное дробление фенокристаллов кварца и полевых шпатов. В рассматриваемом районе автоклаз кварца также наблюдается довольно отчетливо. Наиболее автоклазизированные зерна кварца приурочены к вулканическим дайкам, экструзиям, в меньшей степени — к субвулканическим образованиям. Здесь они характерны в основном для апикальных частей массивов, а с глубиной степень дробленности кварца падает и он превращается в довольно резорбированную разность с резко волнистым угасанием. Мы попытались проследить стадии этого процесса.

В первую очередь в кристалле появляются трещины различной ориентировки, разбивающие его на несколько неправильных осколков. Форма зерна более или менее отчетливая, обломки находятся почти вплотную *друг к другу, края минерала ровные, слабо изъеденные. В дальнейшем в* результате разогрева основной массы (она имеет довольно высокую *температуру) начинается разъедание фенокристалла: края зерен* округляются, расстояние между обломками увеличивается. Происходит отторжение некоторых обломков. В третью и четвертую стадии обломки минералов интенсивно резорбируются. Расстояние между ними увеличивается. По существу образуется два зерна кварца, каждый из которых в ряде случаев обволакивается кварц-полевошпатовым радиально-лучистым агрегатом.

Аналогичным образом ведут себя калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Однако автоклаз в них проявлен не столь отчетливо.

Вторая генерация кварца представлена мелкозернистыми, округленными, каплевидными зернами размером не более 0,2—0,3 *мм*. Они обра-

зуются в результате собирательной кристаллизации, замещают пепловидные частицы. Третья генерация характеризуется очень незначительными размерами (менее 0,1 *мм*) и, как правило, встречается в трещинах породы.

Калиевый полевой шпат для рассматриваемых образований не характерен. Обычно фенокристаллы калиевого полевого шпата представлены сильно резорбированными, пертитизированными зернами размером 0,5—1,6 мм. Для калиевого полевого шпата устанавливается два поколения: фенокристаллы и минералы основной массы.

Фенокристаллы калинатрового полевого шпата сильно изменены (пелитизация, серицитизация и пертитизация). По оптическим свойствам соответствуют крипторешетчатому низкому микроклин-пертиту ($\Delta S = 0{,}95$; $\Delta\rho = 0{,}9—0{,}8$; $2V = 82—80°$), нередко образуют простые двойники (по 010) с двумя и более индивидами. Края зерен неотчетливые и в большинстве случаев замещены мелким ситовидным кварцем.

В основной массе калиевый полевой шпат встречается в пустотках породы, замещает в виде каемки зерна альбита и в агрегатном состоянии является составной частью связующей массы.

Мелкие лейстовидные образования калинатрового полевого шпата в пустотках породы довольно свежи и обладают низким светопреломлением ($Ng = 1{,}526 \pm 0{,}003$), что соответствует высокому ортоклазу. Количество их увеличивается к апикальным частям массивов, иногда уменьшается в наиболее эродированных участках.

Биотит не характерен для рассматриваемых пород. Присутствует в виде сильно мусковитизированных чешуй, количество которых увеличивается в контактах с основными эффузивами.

Кварцевые порфиры (γ^3), как уже указывалось, образуют ряд лакколитообразных и штокообразных выходов в северо-западных склонах хребта Сурхантау, Ширтском, Кызылдарьинском, Кызылмечетском массивах. Макроскопически они резко отличаются от рассмотренных субвулканических кварцевых кератофиров мясо-красной, кирпично-красной окраской. Отдельность столбчатая, глыбовая. Состав рассматриваемых пород во многом аналогичен кварцевым кератофирам хребта Сурхантау, отличаясь резким преобладанием калишпата в основной массе и в фенокристаллах. Кварцевые порфиры состоят из кварца, альбита, калишпата в фенокристаллах; вторичные и акцессорные: альбит, калишпат, хлорит, серицит, гематит, апатит, циркон, пирит. Основная масса по составу преимущественно калишпатовая, обладает микрофельзитовой, микропойкилитовой, сферолитовой, эмульсионной (двухфазной), аллотриоморфнозернистой и другими типами структур.

Плагиоклаз (3—8%) образует три генерации. Первая из них представлена включениями сильно серицитизированных зерен плагиоклаза в фенокристаллы калишпата размером 0,3—0,6 *мм*. По углу симметричного угасания и показателям преломления соответствует андезину (№ 32—34).

Вторая генерация значительно распространена и представлена серицитизированными, хлоритизированными зернами, отчетливо сдвойникованными по 010. Состав по показателю преломления ($Ng = 1{,}526 \pm \pm 0{,}003$) соответствует альбиту. Замеры на федоровском столике показывают, что наряду с альбитом присутствует и олигоклаз (DoNg—85°, DoNm—25°, DoNp—6°⊥(001), №25).

Третья генерация плагиоклаза сложена тонким лейстовидным альбитом, беспорядочно ориентированным в основной массе, размер 0,2—0,3 *мм*. Нередко образует пойкилитовые прорастания на крыльях сферолитов.

Калинатровый полевой шпат (28—32%). Значительная часть этого минерала в кварцевых порфирах находится в мезостазисе пород, где его соотношение с кварцем и альбитом представляется как 5 : 2 : 1 соответственно. В фенокристаллах (3—8%) образует резко корродированные зерна размером 0,8—1 *мм*. Угол оптических осей их не больше 70—78°, степень оптической упорядоченности (ΔS) — 0,65—0,75, рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) — 0,8—0,7, что соответствует крипторешетчатому, низкому микроклин-пертиту.

В основной массе калинатровый полевой шпат образует каемки (0,1—0,3 *мм*) вокруг отдельных фенокристаллов плагиоклаза, сферолитов. Большинство сферолитов также сложено калишпатом и легко диагностируется при их окрашивании. В пустотках породы происходит кристаллизация *позднего лейстовидного калинатрового полевого шпата*, ориентированного перпендикулярно к стенкам трещин. Размер зерен 0,2 *мм*. Оптические свойства этого минерала следующие: $-2V = 60—66°$, степень оптической упорядоченности — 0,4—0,5. Эта разновидность калиевого полевого шпата относится к высокому промежуточному ортоклазу, вероятно, санидину.

Наличие регенерационных каемок калишпата вокруг кристаллов свидетельствует о широком развитии калиевого метасоматоза, особенно хорошо устанавливающегося в породах Ширтского, Дибалинского массивов. Этот процесс, возможно, оказывает большое влияние на омоложение возраста при определении калий-аргоновым методом.

Кварц в этих породах аналогичен вышеописанным разностям в кварцевых кератофирах.

Сферолоиды и сферолит-порфиры (γ^4) широко распространены среди субвулканических образований юга Узбекистана. Они образуют неправильные в плане и конические в разрезе тела размером 0,1—0,2 *км*^{2}, приуроченные к апикальным и краевым частям субвулканических интрузий (Вахшиварский, Дибалинский, Ширтский, Кызылдарьинский, Зойский массивы).

Характерно, что по мере удаления от апикальных частей интрузивов контакты сферолит-порфиров и сферолитов становятся все более неотчетливыми, расплывчатыми и порода постепенно переходит во вмещающие кварцевые порфиры. Тела, *сложенные этими породами, иногда имеют* зональное строение. Так, в среднем течении р. Курганча и окрестностях сел. Готхаки кварцевые порфиры прорваны небольшим телом (100××50 *м*) сферолитовых пород. Края тела сложены каплеобразными сферолондами (8—10 *м*) с размером сферолитов до 1 *см*, в центральной части — 2,5 *см*.

Макроскопически сферолитовые образования представляют собой кремовые, белые породы с радиально-лучистым строением. Состоят они, как правило, из кварц-полевошпатового агрегата. Центральные части их заняты карбонатом, флюоритом, горным хрусталем (шестоватый кварц) и пиритом.

Сферолитовые порфиры. Общее количество сферолитов в породах колеблется от 0,5 до 23—25%, что связано с их положением в массиве. В Юго-Западном Чаткале, Центральном Казахстане, Урале эти породы свойственны краевым и в меньшей степени апикальным частям массивов. В бассейне р. Вахшивар они образуют неправильную прерывистую полосу по южному и восточному контактам шириной 250—500 *м*. Кроме того, они широко развиты в апикальной, слабо эродированной части интрузивов. К внутренним частям количество сферолитов падает до исчезновения. Появляются устойчивые микрогранитовые и микроаллотриоморфные типы структур.

Размер сферолитов разнообразен и колеблется от 0,09—0,1 до 2,5—5 *мм* (в среднем 1—2 *мм*). Сферолиты размером 0,5—1 *мм* и более являются строго концентрическими и нередко зональными, размером менее 0,5 *мм* имеют неправильную форму и находятся в зародышевой стадии развития. Однако не следует делать вывод, что чем меньше размер сферолитов, тем менее они упорядочены. Скорее всего довольно крупный размер сферолитов и их более «высокую организацию» (т. е. появление участков раскристаллизации, признаков индивидуализации кварца, зональное строение) нужно связывать с процессами разрастания крупных сферолитов за счет основной массы и зародышевых мелких.

По ряду морфогенетических признаков распространенные в кварцевых кератофирах сфероидные образования можно подразделить на сферолиты — полные, зональные и аксиолиты.

Сферолиты обладают концентрической, удлиненной и эллипсоидальной формой. По краям интрузивов, особенно на контакте со спилитами, выделяются сферолиты, обогащенные в центральных частях гидроокислами железа. Состав их неоднородный. Обычно они представляют собой кварц-полевошпатовый агрегат с отношением кварцевой и калишпатовой молекул ориентировочно как 1 : 4 (эти данные получены в результате прокрашивания шлифов кобальтинитритом натрия). Подобный смешанный состав сфероидов отчетливо фиксируется и в случае их раскристаллизации, когда радиальные полосы с индивидуализированным кварцем сменяются полосками замутненного волнистого калишпата. Об этом же свидетельствует пятнистый характер сфероидов, обусловленный сменой пелитизированных и довольно «чистых», не подвергнутых изменению, участков.

Кроме «смешанных» по составу сферолитов (псевдосферолитов), среди этих образований значительно распространены собственно кремниевые сфероиды, состоящие преимущественно из кварца. Это подтверждается низкими показателями преломления ($Ng = 1{,}520 \pm 0{,}003$) и немногочисленными раскристаллизованными участками. При повороте столика микроскопа четко фиксируется крест, что свидетельствует о незначительных изменениях этих сферолитов (Воловикова, 1958; Яковлева, 1967; и др.). Отношение кварцевых и кварц-полевошпатовых сфероидов ориентировочно равно как 1 : 3.

Полные концентрические сферолиты имеют сложное внутреннее строение. Различаются зональные и моногенные разности.

Зональные сферолиты представляют собой слабо замутненный кварц-полевошпатовый агрегат с радиально-лучистым строением. Как правило, крупные сферолиты образуются вокруг вкрапленников, строение зон которых следующее. В центре находится сильно изъеденное зерно фенокристалла, затем следуют две небольшие зоны, состоящая из радиально-лучистого микрофельзита или кварца и представленная кварц-полевошпатовым агрегатом шириной 0,01—0,005 *мм*. Последняя сложена мелким моногенным сферолитом. Границы между отдельными зонами четкие и иногда заполнены гидроокислами железа и хлорита.

Моногенные сферолиты (25—30%) обладают отчетливо концентрической формой. Они равномерно распределены по породе, редко скапливаются и срастаются друг с другом, при этом линия их соприкосновения близка к прямой, что свидетельствует об их одновременном происхождении. Центром кристаллизации сферолитов являются фенокристаллы или другие затравки в мезостазисе. Состав этих сферолитов кварц-полевошпатовый и существенно-кварцевый.

Основная масса и ее структура. Мезостазис рассмотренных пород и риолитов, кварцевых порфиров и липаритов близок. Состав мезостазиса

кварц-полевошпатовый с отношением кварца, альбита и калишпата как 3 : 3 : 1. Нередко это отношение нарушается в сторону увеличения калишпата. Структура основной массы разнообразная: микрофельзитовая, микросферолитовая, криптокристаллическая, аллотриоморфная, полосчатая, микрогранитовая, эмульсионная и др. Рассмотрим эмульсионные типы структур, которые широко распространены, но до настоящего времени для субвулканических интрузий Средней Азии не описаны. В краевых частях субвулканических интрузий (Готхакинский, Вахшиварский и др.) образуются породы с пепловидными, флюидальными структурами. Нередко появляются отчетливо полосчатые породы с различной степенью раскристаллизации. При этом раскристаллизованные участки имеют линзовидное строение. Естественно допустить, что подобное неоднородное строение обусловлено наличием в породах стекол, обладающих различной способностью к раскристаллизации, показателями преломления и составом. Поэтому будет правильным рассматривать их как две самостоятельные фазы: пепловидную (фаза А) и мезостазиса (фаза Б).

Пепловидная фаза. Продукты этой фазы имеют форму рогулек. серповидных обломков, пепловидных образований, размером 0,3—0,5 *мм*. К этой же фазе относятся некоторые полевошпатовые каемки вокруг *фенокристаллов. Для всех изученных частиц этой фазы характерна суб*параллельная ориентировка. Количество ее колеблется от 13 до 50% общего объема породы.

Пепловидная фаза состоит из волокнистого калишпата ($Ng = 1{,}523 \pm 0{,}003$), образующего шестоватораскристаллизованные участки. При этом в центральных участках видны свежие зерна калишпата. Особенностью этой фазы является ее эллиптическая форма. Эллипсоиды характеризуются различной длиной — от 0,2 до 3 *мм*. Иногда они слабо изогнуты, пересечены жилками кварца и серицита. Границы эллипсоидов очень четкие. Отмечается ориентировка пепловидных частиц, по которой устанавливается направление течения вязкой магмы, но в отдельных случаях эти эллипсоиды вытягиваются, соединяются между собой, обусловливая флюидальный характер породы.

Фаза мезостазиса (50—85%). От предыдущей отличается меньшей способностью к кристаллизации, большими значениями показателей преломления (1,537—1,539), микрофельзитовым и стекловатым характером. Мезостазис равномерно хлоритизирован, серицитизирован, несет в себе реликты перлитовой отдельности. В апикальных частях интрузивов и в зонах контактов продукты этой фазы разделены на мелкие шарики. О существовании подобных черепковидных выделений *свидетельствуют сферические элементы пепловидной фазы. Это под*тверждается также наблюдениями при больших увеличениях.

Таким образом, в рассматриваемых породах основная масса состоит из двух фаз: первая из них (А) более легкая и подвижная, обладает низким показателем преломления, вторая — высоким, слабо раскристаллизована. Следовательно, при формировании пород субвулканической фации существовали две несмешивающиеся жидкости.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Формирование субвулканических интрузий происходит в довольно сложных условиях в течение пяти сближенных импульсов. Если сравнить выделенные импульсы в покровах липаритовой формации с импульсами субвулканической и экструзивной фаций, то можно отметить, что каждый импульс вулканической деятельности сопровождался своими экструзиями и субвулканами.

2. Изучение состава, структуры, особенностей текстуры, форм суб-

вулканических пород показывает, что они могут быть разделены на 2 группы: кварц-кератофировую (аполипаритовую) и кварц-порфировую.

3. В результате исследования вещественного состава субвулканических и экструзивных образований выявлены их новые особенности, которые могут рассматриваться как критерии фациальности: автоклаз минералов и явления ликвации, обусловливающие разнообразие структурно-текстурного рисунка пород.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЛИПАРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

При обобщении и систематизации петрохимических данных авторы исходят из того положения, что «смысл петрохимического метода — не различные пересчеты, а использование химического состава пород для более углубленного понимания их природы» (Штейнберг, 1969)*. Поэтому полученные анализы (табл. 10) сравниваются между собой по весовым содержаниям.

Таблица 10

Количество аналитического материала по вулканогенным формациям юга Узбекистана

Виды анализа	Количество (шт.)	Место определения
Силикатный	141	Лаборатория ИГиГ, ЦХЛ МГ УзССР
Редкие земли	28	Лаборатория ИГиГ
Фтор	50	Там же
Редкие щелочи и таллий	250	Лаборатория ИГиГ, ЦХЛ МГ УзССР
Золото	120	Спектральная лаборатория Узгеофизтреста
U (эквивалентный)	120	Лаборатория ИГиГ, ЦХЛ МГ УзССР
Pb, Zn, Cu	150	Там же
Ni, Co	46	»
U, Th	113	Лаборатория ИГиГ
Ga, Ge	125	Там же
Спектральный	500	»
Частные определения Fe, Mg	40	»

Как видно из таблицы 11, средний состав липаритовой формации соответствует средним типам липарита и риолита Дэли, отличаясь от них повышенным содержанием кремнезема, глинозема и т. д. Обзор имеющегося аналитического материала показывает, что породы липаритовой формации Южного Узбекистана относятся к эвтектоидному типу кислых эффузивов (Коптев-Дворников и Петрова, 1969), для которых характерны выдержанность содержаний окислов, большие объемы изверженного материала, слабое развитие андезитов и дацитов, небольшие значения дисперсий, коэффициентов вариации и стандартного отклонения.

Рассмотрим поведение отдельных элементов в породах липаритовой формации.

Кремнезем распределен во всех породах липаритовой формации согласно модели нормального закона. Средние его содержания в отдель-

* Это, конечно, не означает отказ от пересчетов, а лишь подчеркивает тот факт, что к ним надо относится осторожно, заранее определяя цель и задачу их и избегая формального подхода.

ных фациях не испытывают значительных колебаний и варьируют от 72, 48 до 75, 04 (табл. 11).

Из гистограммы (рис. 12) видно, что в породах субвулканической фации 60% проанализированных проб характеризуется высоким содержанием SiO_2, равным 74—78%. Минералогически это подтверждается наличием высокого содержания кварца (30—35%) и повсеместно разви-

Таблица 11

Средний химический состав липаритовой формации Юго-Западного Гиссара

Окислы	Эксплозивная фация			Экструзивная фация					Субвулканическая фация		
	туфы (11)	игнимбриты (12)	среднее (23)	вулканокласты (8)	кварцевые порфиры (15)	дацит-порфиры (4)	сферолит-порфиры (8)	среднее (35)	кварцевые порфиры (28)	кварцевые кератофиры (23)	среднее (51)
SiO_2	74,21	75,85	75,03	76,15	74,41	64,11	75,20	72,46	74,3	76,4	74,35
TiO_2	0,10	0,12	0,11	0,04	0,02	0,52	0,00	0,02	0,06	0,03	0,045
Al_2O_3	14,09	13,55	13,82	13,25	14,76	17,61	14,68	14,82	14,9	12,45	13,65
Fe_2O_3	0,59	0,55	0,57	0,61	0,60	1,18	0,85	0,81	1,05	1,08	1,07
FeO	1,32	1,40	1,36	1,09	1,01	3,16	0,68	1,48	0,79	1,04	0,97
MnO	0,03	0,02	0,025	0,04	0,01	0,10	Сл.	0,02	0,03	0,03	0,03
MgO	0,73	1,13	0,93	0,77	0,41	1,76	1,19	1,09	0,83	1,07	0,95
CaO	2,15	1,09	1,62	1,07	1,27	4,47	1,61	2,10	1,32	1,45	1,36
K_2O	3,93	2,48	3,20	4,28	4,46	2,27	4,21	3,55	5,1	3,04	4,7
Na_2O	1,84	2,05	1,94	2,43	2,10	3,68	1,60	2,43	2,1	3,5	2,8
Сумма	99,99	99,24	99,10	99,73	99,45	99,86	100,02	99,52	100,75	100,09	100,02
$F=\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	1,45	0,39	0,42	0,60	1,00	1,40	1,34	1,06	1,3	1,00	1,1

Примечание. В скобках дано количество проб.

тыми процессами окварцевания. Два процента проанализированных проб соответствуют 78—80% SiO_2, т. е. это типичные вторичные кварциты Малянгура, Диболо и Яккабагских гор.

На гистограмме распределения SiO_2 в пирокластических породах отмечается два пика: первый соответствует содержанию — 74—76%, второй — 78—80% (6% проб). Последний отвечает каолинизированным и резко обеленным туфам Аксу, Вахшивара и Яккабагских гор. Пять процентов проанализированных проб характеризуются очень высоким содержанием SiO_2 (80—82%). Это вторичные кварциты Ходжабарку и урочища Ходжирбулак, Яккабагских гор и Малянгура.

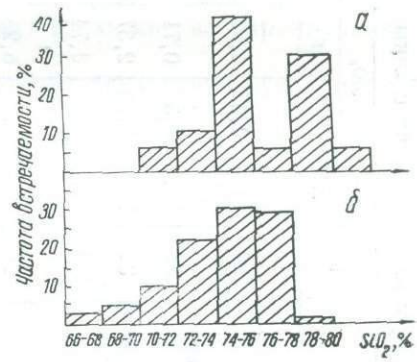


Рис. 12. Гистограммы распределения SiO_2 в эксплозивной (*а*) и субвулканической-экструзивной (*б*) фациях.

Статистические параметры распределения кремнезема в породах различных фаций приведены в табл. 12. Как видим, при общем равенстве среднеарифметических величин содержаний каждая фация значимо отбивается от другой по величине дисперсии (S^2), которая служит мерой разброса возможных значений случайной величины. Незначительный разброс SiO_2 в субвулканической фации обусловлен скорее всего относительно стабильными условиями ее формирования, тогда как на излившуюся на поверхность породу влияет значительно большее количество факторов.

Таблица 12

Статистические параметры распределения главных породообразующих элементов липаритовой формации Южного Узбекистана

Фация и порода	n	SiO_2				K_2O				Na_2O				$F=\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$K_ф=\frac{Fe_2O_3}{MgO}$
		$\overline{X}$	S^2	S	V	$\overline{X}$	S^2	S	V	$\overline{X}$	S^2	S	V		
Субвулканическая															
Кв. кератофир	23	74,4	1,67	1,28	0,02	3,04	1,18	1,09	0,30	3,5	1,58	1,26	0,36	1,00	1,46
Кв. порфиры и гранит порфиры	32	74,3	0,5	0,71	0,03	4,91	2,81	1,68	0,34	2,25	0,79	0,89	0,39	0,91	1,46
Экструзивная															
Флюидальный кв. порфир	34	76,25	5,63	2,37	0,03	4,12	3,22	1,79	0,43	2,16	1,00	1.00	0,46	0,89	1,17
Сферолит-порфир	9	74,98	14,00	3,74	0,05	4,21	3,16	1,78	0,04	1,6	1,21	1,10	0,7	1,30	0,39
Экструзивные туфы	8	76,15	6,00	2,45	0,025	4,28	7,05	2,65	0,06	2,43	1,4	1,18	0,4	0,55	0,53
Эксплозивная															
Пепловые туфы	11	74,21	27,6	5,25	0,07	2,93	3,59	1,89	0,64	1,84	1,54	1,24	0,66	0,54	0,97
Игнимбриты	11	75,85	4,00	2,00	0,03	3,48	1,89	1,37	0,3	2,05	1,26	1,12	0,5	0,47	0,58

Фация и порода	CaO				FeO				Fe_2O_3				Mg			
	$\overline{X}$	S^2	S	V	$\overline{X}$	S^2	S	V	$\overline{X}$	S^2	S	V	$\overline{X}$	S^2	S	V
Субвулканическая																
Кв. кератофир	1,45	1,16	1,08	0,7	1,04	0,06	0,24	0,21	1,08	0,61	0,10	0,7	1,07	0,74	0,86	0,8
Кв. порфиры и гранит-порфиры	1,32	1,02	1,01	0,7	0,79	0,22	0,47	0,58	1,2	0,63	0,79	0,7	0,82	0,46	0,68	0,81
Экструзивная																
Флюидальный кв. порфир	1,21	1,18	1,09	0,90	0,87	0,30	0,55	0,63	0,78	0,22	0,47	0,59	0,67	0,24	0,49	0,73
Сферолит-порфир	1,61	0,37	0,61	0,3	0,68	0,2	0,45	0,7	0,85	0,47	0,68	0,8	2,19	2,75	1,66	0,7
Экструзивные туфы	1,07	0,20	0,45	0,4	0,10	0,64	0,80	0,7	0,61	0,25	0,50	0,8	1,15	0,42	0,65	0,5
Эксплозивная																
Пепловые туфы	2,15	3,03	1,74	0,8	1,32	1,43	1,20	0,92	0,71	0,06	0,24	0,003	0,73	0,29	0,54	0,23
Игнимбриты	1,09	0,25	0,50	0,5	1,40	0,37	0,61	0,4	0,66	0,84	0,92	1,4	1,13	0,24	0,49	0,45

Примечание. n — количество анализов, $\overline{X}$ — среднеарифметическое, S^2 — дисперсия, S — стандартное отклонение, V — коэффициент вариации.

Калий распределен согласно модели нормального закона. Его количество увеличивается от туфов и игнимбритов к породам субвулканической фации (2,93—5,1%). На гистограммах распределения калия в породах пирокластической и экструзивно-субвулканической фаций отмечается ряд особенностей (рис. 13). Прежде всего это неодинаковое распределение калия в обеих фациях: в туфах и игнимбритах 62% проанализированных проб характеризуются содержанием калия от 0 до 4%, при этом в 30% оно довольно низкое (0,2—2%). В остальных пробах варьирует от 4 до 7,5%.

В субвулканических образованиях в максимальном количестве проанализированных проб (72%) содержится калия от 2 до 6%. Пробы с низким содержанием (0—2%) составляют 12% (против 30% туфов) и соответствуют апориолитовым кварцевым кератофирам Вахшиварского массива, где калинатровый полевой шпат отсутствует во вкрапленниках и составляет незначительную часть стекловатого базиса. В семнадцати

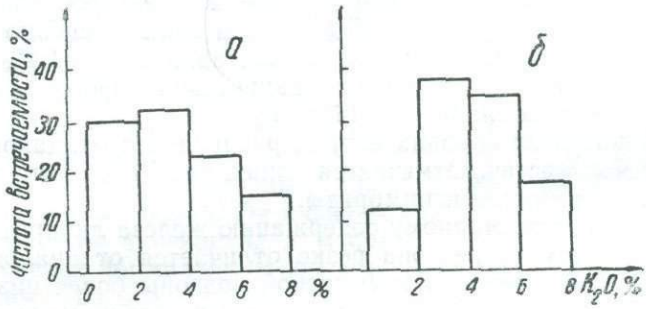


Рис. 13. Гистограммы распределения K_2O в эксплозивной (*а*) и субвулканической (*б*) фациях липаритовой формации Юго-Западного Гиссара.

процентах проанализированных проб субвулканических пород отмечается 6—8% калия. К ним относятся более молодые кварцевые порфиры Ходжирбулака, Ходжабарку, Диболо, Кызылдарьи, где калинатровый полевой шпат играет существенную роль как во вкрапленниках, так и в основной массе.

Таким образом, подтверждается наличие двух групп субвулканических интрузий, о которых мы упоминали ранее (Далимов, Шарипов, 1969). Количество калия увеличивается от раннего импульса к позднему (1,8 до 8,2%). Наблюдается изменение содержаний калия с глубиной в субвулканических интрузиях. Так, в экструзивных кварцевых порфирах оно составляет 4—4,9%, тогда как в их глубоких частях субвулканических массивов, где породы превращены в гранит-порфиры (Яккабагские горы), — 4,9—5,3%. Подобное изменение замечено нами на примере Бабайтагского массива (Юго-Западный Чаткал) и подтверждается Г. Б. Мельниковой (1961) по Южному Уралу. По данным этого автора, на севере Магнитогорского антиклинория на месторождении «Молодежное» по кварцевым порфирам скважиной пройдено 208 *м*. При этом в интервале 60—100 *м* содержание калия равно 0,24%, далее от 100 до 161 *м* оно увеличивается до 0,55% и, наконец, в интервале 161—208 *м* достигает 0,83%.

Интересные результаты получены при анализе распределения калия в разрезах липаритовой формации. В разрезе, который составлен нами в верховьях р.Вахшивар, проанализировано на калий 48 проб. Наблюдается отчетливое увеличение калия от основания разреза к его верхам

($\rho = +0{,}85$)*, представленным туфолавами и игнимбритами (от 0,72 до 4,69). Туфы, слагающие основание каждого импульса, обеднены калием, который адсорбировался из них водной средой (Схиртладзе, 1956). Другой причиной, обусловившей низкое содержание калия в них, являются широко развитые процессы окварцевания, пропилитизации и др. Как видно из изложенного, поведение калия одинаково в вулканитах и их субвулканических аналогах. Статистические параметры распределения (табл. 12) показывают, что породы субвулканической и эксплозивной фаций отличаются друг от друга не только по содержанию, но и дисперсией. Менее отчетливы различия между отдельными субфациями.

Натрий в целом во всех фациях липаритовой формации распределен нормально, без четкой зависимости от фациальных условий (табл. 11, 12). Во всех типах пород натрий характеризуется незначительной дисперсией и коэффициентом вариации (0,4—0,7). В субвулканических образованиях наибольшее содержание этого элемента отмечается для ранних импульсов (3,5%), затем оно постепенно убывает и в наиболее поздних сферолит-порфирах составляет 1,6—1,4%. Как видно из петрографического очерка субвулканических пород, в этом же направлении убывает и альбит (от 14 до 4%).

В вулканогенных породах натрий распределен одинаково и по дисперсии и по количеству. Отмечается лишь тот факт, что туфы более обеднены щелочами, чем игнимбриты.

Железо. По суммарному содержанию железа липаритовая формация рассматриваемого региона резко отличается от аналогичных формаций Южного Гиссара и Кураминской подзоны более низкими значениями. Это, возможно, одна из региональных петрохимических особенностей пород района, подтверждаемая небольшими величинами остаточной намагниченности, небольшим содержанием или полным отсутствием акцессорного магнетита в рассматриваемых породах.

Для липаритовой формации железо не характерный элемент. Оно распределено нормально, но в ряде выборок величина $\frac{БА}{БЕ}$ близка к 3, что приводит к выводу о возможности логнормального распределения. Асимметричному распределению двух- и трехвалентного железа нельзя придавать петрогенетического значения, скорей всего оно обусловлено вторичными преобразованиями (Бондаренко, 1968). Статистические параметры распределения железа приведены в таблице 12. Как видно из нее, в распределении трехвалентного железа намечается тенденция к увеличению от туфов к субвулканам (от 0,4—0,7 до 1,2%), что находится в известном противоречии с другими данными. Низкое содержание трехвалентного железа в пирокластах, вероятно, связано с региональной хлоритизацией пород. Отношение окисного и закисного железа в хлоритах представляется как 1 : 8 (Хрусталева, 1969) и поэтому при хлоритизации пород происходит изменение коэффициента окисленности в сторону увеличения закиси.

Таким образом, зеленокаменное изменение, характерное особенно для пород пирокластической фации липаритовой формации, значительно усложняет взаимоотношение окисного и закисного железа в сторону увеличения последнего.

Рассматривая распределение окисного железа, необходимо отметить, что породы субвулканической фации значимо отличаются от пород экструзивной и пирокластической фаций (рис. 14).

---

* ρ — величина линейного тренда.

По количеству и S^2 дисперсии игнимбриты резко отличаются от литокластических и пепловых туфов (табл. 12). Причина заключается скорее всего в особенности формирования этих двух типов пород, соответствующих двум субфациям (субфация раскаленных лавин). Характер дисперсии распределения трехвалентного железа позволяет разделять и отдельные импульсы внутри субвулканических образований. Так, от ранних кварцевых кератофиров к поздним сферолит-порфирам дисперсия трехвалентного железа изменяется от 0,607 до 0,144—0,468. При этом характер альбитизации, видимо, не оказывает большого влияния на перераспределение железа, так как V пород первого и второго импульсов не одинаково (0,607 и 0,627 соответственно).

Закисное железо в породах липаритовой формации распределено также согласно модели нормального закона. Породы субвулканической и экструзивной фаций обеднены закисью железа (0,79—1,04%), тогда как пирокластолиты им незначительно обогащены (1,32—1,40%). Из сказанного следует, что коэффициент окисленности железа для пород липаритовой формации в значительной мере искажен наложенными процессами и им следует пользоваться осторожно.

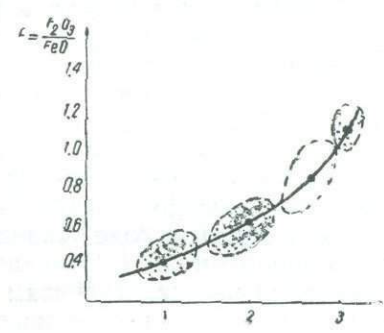


Рис. 14. Характер изменения коэффициента окисленности железа в липаритовой формации Юго-Западного Гиссара.

Фации:
1 — эксплозивная; *2* — экструзивная; *3* — субвулканическая.

Кальций — не характерный элемент для исследуемых пород. Он в основном входит в состав плагиоклазов. В породах распределен нормально (табл. 12). Как видим, во всех типах пород количество кальция приблизительно одинаково (1,07—1,45%), за исключением литокластических туфов — 2,15%. Это сравнительно высокое содержание кальция объясняется поздними процессами карбонатизации в прибрежно-морских условиях. Ни статистика распределения, ни количество кальция не позволяют разделить фации по этому элементу.

Магний также, как и кальций, элемент не характерный для пород данной формации. Основное количество магния связано с хлоритами, биотитами, поэтому в породах, где эти минералы сохранились, содержание его увеличивается: в игнимбритах — 1,09%, сферолит-порфирах — 1,19% и т. д. Магний распределен нормально (табл. 12). Количество его в породах липаритовой формации относительно равномерное — от 0,73 до 1,19%. По средним содержаниям нельзя наметить отдельные фации вулканитов, в то же время дисперсия содержания магния уменьшается от субвулканической фации (0,74) к пирокластической (0,243).

Изучив данные по петрохимическим особенностям пород липаритовой формации, можно сделать следующие выводы.

По составу средний тип липаритовой формации Гиссара соответствует липариту или риолиту Дэли.

Главные петрогенные элементы распределены в породах всех фаций согласно модели нормального закона.

На гистограммах распределения SiO_2 и K_2O отчетливо видно, что наряду с нормальными липаритами среди отложений формации значительно распространены породы типа вторичных кварцитов (Малянгур, Ходжирбулак, урочище Уолсах и др.).

Распределение железа в породах данной формации и в связи с этим коэффициент окисленности $F=\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ должны рассматриваться с учетом хлоритизации, которая коренным образом нарушает истинный смысл этого отношения.

Среди рассмотренных элементов достаточно мощными для фациального анализа вулканитов являются SiO_2, K_2O, дисперсия которых увеличивается от субвулканической фации к пирокластической в пределах 0,5—1,67 до 27,6, четко отбивая одну фацию от другой.

По дисперсии распределения SiO_2, K_2O, Na_2O, Al_2O_3, CaO, FeO различаются субфации пирокластолитов. Игнимбриты повсеместно характеризуются меньшими по сравнению с туфами значениями дисперсии.

Распределение редких и рассеянных элементов. Рубидий. При изучении поведения и распределения рубидия в породах липаритовой формации мы использовали 196 анализов, определенных в лаборатории Института геологии и геофизики и проконтролированных в Центральной химической лаборатории Министерства геологии Узбекской ССР.

Среднее содержание этого элемента в породах липаритовой формации значительно изменяется от $0{,}25 \cdot 10^{-2}$ до $1{,}44 \cdot 10^{-2}$, что ниже кларковых величин ($2 \cdot 10^{-2}$%, по А. П. Виноградову). При сравнении наших данных по содержанию рубидия в липаритовой формации Гиссара с данными Л. Н. Овчинникова (1969) устанавливается их близость к метасоматическим гранитам ($1{,}78 \cdot 10^{-2}$). Количество рубидия в вулканитах Гиссара в несколько раз меньше, чем в аналогичных породах Кураминской подзоны ($3{,}1 \cdot 10^{-2}$%, по Далимову, 1965). Таким образом, повсеместное нижекларковое содержание рубидия является одной из характерных особенностей рассматриваемой формации. Это объясняется, вероятно, широко развитыми процессами зеленокаменного перерождения пород, при котором наблюдается вынос редких щелочей. Так, в вулканитах, наименее затронутых этими процессами (разрезы визе района Диболо—Ходжаинур), количество рубидия составляет 1,35—$1{,}44 \cdot 10^{-2}$%, а в районе Ходжабарку, где отмечено зеленокаменное перерождение, интенсивное содержание рубидия всегда меньше единицы ($0{,}7$—$0{,}8 \cdot 10^{-2}$%).

В разрезах липаритовой формации поведение рубидия изучено в двух районах: Ходжабарку и Диболо (табл. 13). В вулканитах вахшиварской свиты района Ходжабарку он распределен весьма неравномерно согласно модели логнормального закона. Характерно, что рубидий не проявляет отчетливой тенденции к увеличению, подобно калию. В то же время по фациям вулканитов Ходжабарку наблюдается отчетливое его увеличение от эффузивной ($0{,}12 \cdot 10^{-2}$%) до эксплозивной ($1{,}06 \cdot 10^{-2}$%).

В районе Диболо-Ходжаинур количество рубидия во всех фациях одинаково (1,35—$1{,}37 \cdot 10^{-2}$%) и не испытывает значительных колебаний.

В субвулканических и жерловых образованиях распределение рубидия более четкое. В отличие от вулканитов, среднее содержание элемента варьирует от 0,78 до $3{,}32 \cdot 10^{-2}$%. Намечается четкое увеличение содержания рубидия от ранних к поздним импульсам ($0{,}78$—$1{,}8 \cdot 10^{-2}$%). Это находится в полном соответствии с распределением калия и калийсодержащих минералов в породах.

Изложенный материал о распределении рубидия позволяет отметить следующие его особенности.

Содержание рубидия повсеместно ниже кларковых значений. В единичных случаях (в экструзивных кварцевых порфирах) оно равно кларку ($2 \cdot 10^{-2}$%). При высоком содержании калия скопления рубидия не происходит, что объясняется отсутствием дифференциации исходного расплава на рубидий и наложенными процессами зеленокаменного перерождения пород.

Рубидий довольно отчетливо распределяется по фациям вулканитов. При этом наблюдается увеличение его от первых импульсов субвулканических пород к третьему, затем плавное уменьшение от лав к пирокластам.

Цезий в рассматриваемых породах распределен неравномерно. Среднее содержание его в породах данной формации варьирует от $0{,}09 \cdot 10^{-3}$% до $1{,}1 \cdot 10^{-3}$%, что в 2—3 раза меньше кларковых величин. Неравномерность распределения цезия является характерной особенностью герцинских гранитоидов СССР, где коэффициент вариации (V) равен 1,24—1,26 (А. А. Беус). В наиболее изученных разрезах визейской толщи (табл. 13) цезий уменьшается от основания к ее верхам (ранговый коэффициент ρ равен 0,9).

Направленное уменьшение содержания цезия установлено и для отдельных покровов пирокластических пород в районе гор Ходжаинур. Здесь разрезом IV охарактеризован покров игнимбритов мощностью 102 *м*. Снизу вверх содержание цезия падает от $0{,}7 \cdot 10^{-3}$% до $0{,}59 \cdot 10^{-3}$% ($\rho = 0{,}99$).

Поведение калия и цезия различное. Калий имеет тенденцию к увеличению от основания толщи к ее верхам ($\rho = +0{,}85$), а цезий—наоборот ($\rho = -0{,}9$).

Уменьшения содержания цезия в направлении от южных частей хребта Сурхантау к его северным участкам не наблюдается. В этом направлении количество цезия колеблется от $0{,}44—0{,}8 \cdot 10^{-3}$% в Диболо до $0{,}4—0{,}5 \cdot 10^{-3}$% — в Вахшиваре. Изменение содержания цезия по фациям вулканогенных пород неотчетливое. Так, в Диболо намечается слабое уменьшение цезия от лав ($0{,}54 \cdot 10^{-3}$%) к пирокластам ($0{,}3 \cdot 10^{-3}$%), а в верховьях Ходжабарку и Вахшивара увеличение от лав ($0{,}1 \cdot 10^{-3}$%), через пирокласты ($0{,}4 \cdot 10^{-3}$%) к жерловым ($0{,}6 \cdot 10^{-3}$) породам.

В субвулканических образованиях цезий распределен также неравномерно. В среднем содержание его колеблется от $0{,}2 \cdot 10^{-3}$% (Зойский массив) до $1{,}05 \cdot 10^{-3}$% (Ходжабарку). По усредненным значениям цезия южная группа интрузий четко отличается от северной. Для южной группы интрузий средние значения цезия $0{,}38 \cdot 10^{-3}$%—$0{,}2 \cdot 10^{-3}$, что в целом в 1,5 и 2 раза ниже кларка, по А. П. Виноградову (1962), для северной — в 2 раза более кларка или равны ему — $1—0{,}5 \cdot 10^{-3}$%.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы подтверждают мысль В. М. Гольдшмидта о том, что цезий должен накапливаться к концу магматического процесса. В самом деле для ранних импульсов субвулканических интрузий (Вахшиварский, Зойский и др.) содержание цезия равно $2{,}6 \cdot 10^{-4}$%, в породах второго импульса оно достигает $3{,}5 \cdot 10^{-4}$, в образованиях позднего импульса — $4{,}2 \cdot 10^{-3}$%.

Литий содержится в рассматриваемых породах повсеместно ниже кларковых величин ($1{,}37—2{,}57 \cdot 10^{-3}$%). Это объясняется отсутствием или незначительным распространением его минералов-носителей (амфиболов, биотитов) и незначительным количеством в породе Fe и Mg. В вулканитах гор Ходжабарку и верховьев р. Малянгур литий имеет весьма четкую тенденцию к накоплению в верхах разреза ($\rho = +0{,}78$).

Таблица 13

Содержание редких щелочей в липаритовой формации юга хребта Сурхантау (вес. %)

Экструзивная фация								Субвулканическая фация							
номер пробы	порода	место взятия	K	Na	Rb, $n\cdot10^{-2}$	Cs, $n\cdot10^{-3}$	Li, $n\cdot10^{-3}$	номер пробы	проба	место взятия	K	Na	Rb, $n\cdot10^{-2}$	Cs, $n\cdot10^{-3}$	Li, $n\cdot10^{-3}$
I/31	Вулкано-кластическая дайка кв. порфиров	Ур. Ходжабарку	5,42	0,21	1,44	1,10	1,1	501б	Кв. кератофир	Среднее течение р. Вахшивар	2,77	2,55	1,12	0,39	0,78
I/22	То же	Там же	2,53	2,06	0,95	1,04	1,46	504а	То же	Там же	1,76	2,15	0,93	0,39	1,90
	Среднее	„	3,97	1,13	1,19	1,07	1,28	504г	„	„	2,51	2,19	1,07	0,44	1,10
III/12	Флюид. кв. порфир	„	3,29	0,67	1,54	0,83	0,40	520	„	„	0,29	4,04	0,07	0,04	1,75
582	То же	„	2,82	1,57	1,28	0,56	1,99	521	„	„	1,30	2,55	0,47	0,49	2,95
595в	„		2,26	2,49	1,09	0,37	2,60	Среднее		„	1,73	2,69	0,73	0,35	1,69
	Среднее		2,79	1,58	1,30	0,59	1,66	503а	Кв. кератофир, коричневый	„	2,24	1,06	0,68	0,19	0,79
516	Экструз. кв. порфир	Среднее течение р. Вахшивар	3,19	1,09	0,93	0,44	1,55	505	То же	„	2,03	0,85	1,43	0,45	1,03
517	То же	Там же	6,39	0,91	1,88	0,09	0,83	507а	„	„	2,45	1,58	1,60	Сл.	1,0
518ж	„	„	4,86	1,41	1,44	0,09	1,12	508	„	„	2,77	1,24	2,13	0,8	2,0
	Среднее		4,81	1,14	1,42	0,21	1,17	509	„	„	2,77	1,54	1,54	0,8	2,0
	Среднее по фации		3,83	1,30	1,32	0,57	1,44	510	„	„	3,65	1,68	3,32	0,8	1,0
	Эксплозивная фация							523	„	„	3,74	1,98	1,02	0,45	0,99
								523а	Кв. кератофир	„	6,14	1,73	1,55	0,38	0,83
								523б	То же	„	4,50	3,06	0,77	0,19	0,69
567	Туф. кв. порфира	Р. Зой	2,49	2,40	1,46	0,19	0,42	528а	„	„	3,93	2,10	1,73	0,49	0,89
568	То же	Там же	2,94	2,25	1,0	0,09	0,32	Среднее: по коричневым кв. кератофирам			3,42	1,68	1,58	0,45	1,12
577	„	„	3,43	2,36	1,09	0,19	1,58	Среднее по кв. кератофирам			2,86	2,02	1,29	0,42	1,31
605	„	Ур. Ходжирбулак	4,62	1,29	1,37	0,28	1,25	1503	Красный кв. порфир	Бадава	2,85	1,13	1,00	0,19	0,39
605а	„	Там же	4,87	1,15	1,40	0,19	1,58	1504а	То же	Там же	3,32	2,91	1,0	0,19	1,62
603	„	„	0,88	0,41	0,50	0,09	1,67	1506	„	„	5,17	0,75	2,1	0,38	1,35
604б	„	„	2,79	1,46	0,85	0,09	1,11	599а	„	Ур. Ходжирбулак	4,73	2,17	1,19	0,28	3,25
609а	„	„	2,89	1,31	1,0	0,09	1,58	604г	„	Там же	3,22	2,26	0,91	0,19	1,67
615а	„	„	3,87	2,04	1,0	0,28	0,46	615б	„	„	3,87	2,04	1,0	0,09	0,46
594	„	Диболо-Ходжаинур	1,67	0,09	0,52	0,28	2,23	616	„	„	5,69	0,81	1,07	0,14	1,44
594а	„	Там же	2,99	0,09	1,37	0,56	3,11	603а	„		3,36	0,09	1,21	0,19	0,46
595	„	„	7,20	0,18	1,28	0,28	0,84	585	„	Диболо	3,38	0,24	1,27	0,09	3,32
597б	„	„	1,16	2,17	0,67	0,19	2,18	585а	„	Там же	5,79	1,07	1,41	0,28	2,27
1013	„	„	2,43	0,57	1,09	0,19	0,60	596	„	„	0,75	1,38	0,18	0,09	2,18
	Среднее		3,16	1,27	1,04	0,21	1,35	1001	„	„	4,47	1,15	0,85	0,09	2,46
IV/1	Игнимбриты	„	3,67	0,51	1,77	0,70	2,27	1008	„	„	2,79	1,62	0,91	0,19	1,86
IV/2	То же	„	4,97	0,34	1,43	0,93	2,44	1008б	„	„	2,29	1,68	1,08	0,19	1,90
								1010	„	„	3,55	2,31	1,28	0,09	0,51
IV/4	„	„	2,71	1,39	1,96		0,9	1010а	„	„	3,69	2,65	1,19	0,19	0,56
IV/5	„	„	3,31	1,86	3,71	0,49	1,33	1011	„	„	2,69	1,15	1,19	0,38	1,07
IV/7	„	„	2,89	1,63	1,61	0,58	1,87	1013	„	„	2,43	0,57	1,09	0,19	6,04
IV/7а	„	„	1,44	2,09	0,65	0,86	3,35	III/2	„	Зирвароз	3,63	1,70	1,53	0,88	1,49
III/39	„	„	2,52	3,53	0,81	0,05	2,29	III/3	„	Там же	3,09	2,10	0,97	0,89	0,82
III/42	„	„	4,04	0,64	1,80	0,49	2,94	III/4	„	„	3,79	1,67	2,07	0,14	0,50
III/42б	„	„	3,80	1,74	2,89	0,49	1,17	III/4а	„	„	2,89	2,36	1,11	0,48	1,43
III/43	„	„	6,34	0,35	1,28	0,39	0,80	III/10	„	„	3,02	2,48	1,13	0,75	6,68
549	„	„	1,05	0,10	0,31	0,28	2,79	III/12	„	„	3,58	1,90	1,51	0,81	0,14
583	„	„	0,25	3,89	0,082	0,09	1,48	III/12б	„	„	2,92	0,27	1,55	0,54	0,45
1014	„	„	0,68	0,13	0,21	0,19	3,34	I/32	„	Ходжабарку	3,72	1,54	1,32	0,64	1,88
586а	„	„	3,36	3,05	1,09	0,09	0,56	Среднее			3,48	1,54	1,19	0,33	1,74
589	Игнимбриты	„	5,83	0,95	1,46	0,19	0,90	Среднее по фации			3,25	1,72	1,23	0,35	1,60
602а	То же	„	4,34	0,31	1,46	0,14	2,34	Кларк элементов в кислых породах по А. П. Виноградову (1962)			3,34	2,27	2,0	$5\cdot10^{2}$	4,0
602д	„	„	3,87	1,55	1,46	0,09	1,62								
604а	„	„	4,67	0,71	1,37	0,28	1,71								
606	„	„	2,99	2,71	0,91	0,28	2,23								
	Среднее		3,51	1,45	1,38	0,35	1,91								
	Среднее по фации		3,36	1,37	1,24	0,35	0,29								

В субвулканических образованиях содержание лития также в 1,5—2 раза меньше кларковых величин. Количество его, как и других редких щелочей, увеличивается от ранних к поздним импульсам (от 1,06 до $1{,}77 \cdot 10^{-3}\%$) (рис. 15).

Галлий. Анализом распределения галлия в кислых субвулканических образованиях района установлено, что из 82 химических определений в 11 элемент присутствует в количестве $2 \cdot 10^{-3}\%$, а в 22—$1—1{,}2 \cdot 10^{-3}\%$, что соответствует кларковым концентрациям (Виноградов, 1962). В остальных 49 содержание его меняется от $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ (40 проб) до $1{,}8 \cdot 10^{-3}\%$ (9 проб), что в среднем на 25—10% ниже кларка. Аналогичная картина отмечается для 11 проб из кислых эффузивов (игнимбриты, туфы, кварцевые порфиры) вахшиварской свиты (табл. 14).

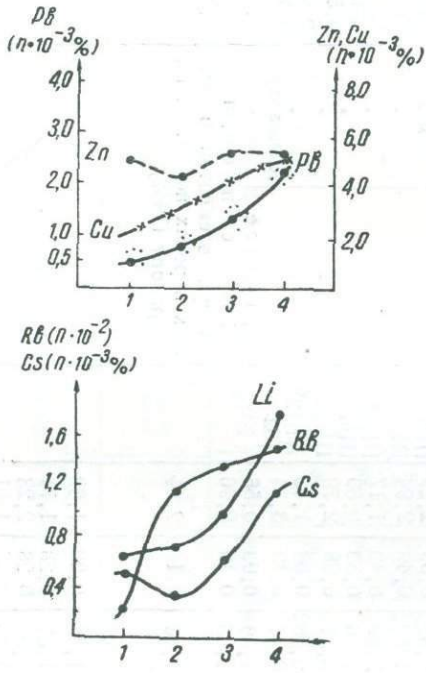


Рис. 15. Распределение Pb, Zn, Cu, Rb, Cs и Li в фациях липаритовой формации Юго-Западного Гиссара.

Фации:
1 — эффузивная; *2* — эксплозивная; *3* — жерловая; *4* — экструзивно-субвулканическая.

Усредненные значения содержания галлия в породах отдельных импульсов соответствуют $1{,}5 \cdot 10^{-3}\%$, что хорошо согласуется с данными по другим регионам Союза.

Таким образом, высказывание некоторых исследователей о вышекларковом содержании галлия в субвулканических кварцевых порфирах данного района не подтверждается.

Результаты определения статистических параметров (табл. 14) показывают повсеместное соответствие распределения галлия нормальной модели.

Соответствие дисперсий распределения галлия (с 95%-вероятностью) установлено лишь между субвулканическими телами первого и второго импульсов, а также эффузивами и субвулканическими интрузиями южной группы (табл. 15). Среднее содержание галлия в них почти одинаково. Для остальных пород дисперсии распределения галлия и германия несопоставимы. Эти данные позволяют заключить, что породы первого и второго импульсов являются продуктами единой интрузивной фазы с двухактным (два импульса) внедрением расплава. Это подтверждается также близостью их петрографических особенностей. Продукты поздних импульсов можно отнести к самостоятельным образованиям.

Особенности распределения галлия в субвулканических телах южной группы и вахшиварской свите района позволяют считать их комагматическими образованиями. Об этом свидетельствует сходство петрографического состава и т. д. С другой стороны, намечается значимое различие коэффициентов вариации галлия в субвулканических телах северной и южной группы (табл. 15).

Германий из 82 химических анализов в 39 содержится в количествах ниже чувствительности применяемого метода, а в 12 — ниже кларка — $1 \cdot 10^{-4}\%$, в 21 в 1,5—3 раза ($2—4 \cdot 10^{-4}\%$) выше и в 10 — в 4—6 раз больше ($7—9 \cdot 10^{-4}\%$) кларка. Среднее содержание германия

Таблица 14

Основные статистические параметры распределения галлия и германия в субвулканических и эффузивных фациях юга хребта Сурхантау

Район	Фация	Элемент	Группа интрузий	Импульс	Порода	Кол-во проб	Среднее содержание $\overline{X}$, г/т	Дисперсия, S^2	Средн. квадр. отклонение, S	Коэфф. вариации, v, %	Асимметрия, А	Эксцесса, Е	Закон распределения
Юго-западные отроги Гиссарского хребта	Субвулканическая	Галлий	Южная	γ_1^5	Эруптивные брекчии	12	14,41	18,63	4,33	30,0	—0,60	—0,44	Нормальный
				γ_1^3	Розово-коричневые кв. порфиры	10	15,0	5,80	2,41	16,4	—0,105	—2,58	То же
				γ_1^2	Сургучные кв. кератофиры	18	14,0	19,76	4,44	31,7	0,81	—0,094	„
				γ_1^1	Зеленые кв. кератофиры	22	14,68	10,71	3,27	22,2	— 0,008	—0,92	„
					Среднее по южн.группе	66	14,48	15,66	3,96	27,21	0,1	—0,77	„
			Северная	γ^3	Красные кв. порфиры	16	14,69	5,80	2,41	16,4	0,213	—0,38	„
	Эффузивная				Игнимбриты, туфы, кв. порфиры	11	15,0	20,4	4,52	31,0	—0,76	—0,37	„
	Субвулканическая	Германий	Южная	γ_1^1	Кварцевые кератофиры	30	3,07	5,06	2,25	73,3	0,014	0,078	„
			Северная	γ_1^3	Кварцевые порфиры розовые	13	4,07	12,6	3,52	87,5	0,487	—1,77	„

в субвулканической фации обеих групп интрузий — $1{,}64 \cdot 10^{-4}\%$, что близко к кларку.

В эффузивной фации из 11 определений в 4 германий обнаружен в следах, в 2 — в пределах кларка ($1—2 \cdot 10^{-4}\%$) и в 5 — в 7 раз больше ($8 \cdot 10^{-4}\%$; $1{,}4 \cdot 10^{-4}\%$), в среднем в 3 раза больше ($4{,}3 \cdot 10^{-4}\%$) кларка.

Таблица 15

Проверка соответствия дисперсий, равенства средних содержаний и коэффициентов вариации

Элемент	Группа породы	Дисперсия 2-х выборок, F	Уровень значимости, при F=5%	Равенство $\bar{X}$ 2-х выборок, t	Уровень значимости, при t=5%	Квадратическое отклонение коэффиц. вариации, t_V
	Импульсы					
	пятый и третий	3,21	3,10	0,40	2,08	2,7
	третий и второй	3,40	2,96	0,77	2,05	1,04
	второй и первый	1,97	2,15	0,42	2,04	2,3
	Группа интрузии					
Галлий	южная и северная	2,70	2,17	0,27	1,96	6,38
	эффузивы и южная	1,3	1,98	0,25	1,96	0,6
	эффузивы и северная	3,50	2,55	0,21	2,06	1,0
Германий	южная и северная	2,44	2,10	0,94	1,96	1,0

Отмечается повышение содержания германия от субвулканической фации ($1{,}64 \cdot 10^{-4}\%$) к эффузивной ($4{,}3 \cdot 10^{-4}\%$) (табл. 14). Это подтверждается выводами И. Х. Хамрабаева и Т. Н. Далимова по Бабайтагскому и другим массивам Кураминской подзоны, которые отмечают,

Таблица 16

Распределение средних содержаний свинца, цинка и меди в липаритовой формации Юго-Западного Гиссара

Фация	Кол-во определений	Pb ($n \cdot 10^{-3}\%$)	Zn ($n \cdot 10^{-3}\%$)	Cu ($n \cdot 10^{-3}\%$)
Эффузивная	13	0,93	5,62	3,09
Жерловая	5	1,44	4,64	2,28
Эксплозивная				
кислые туфы	18	0,77	3,79	3,86
игнимбриты	18	0,83	5,07	2,32
Среднее по фации	40	0,77	4,66	5,01
Вулкано-терригенная	5	0,72	6,3	2,36
По формации	49	1,05	8,27	3,16
Кларк кислых пород по А. П. Виноградову (1962)		2,0	6,0	2,0

что «германий улетучивается и концентрируется в продуктах вулканических излияний и выбросов».

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

Галлий в кислых субвулканических и эффузивных породах района распределяется неравномерно, его концентрация обычно на 10—25% ниже кларка, редко обнаруживается в кларковых величинах, в среднем на 25% ($1{,}5 \cdot 10^{-3}\%$) ниже кларка.

Содержание германия в изученных породах обычно находится в пределах ($1{,}64 \cdot 10^{-4}\%$) кларка и повышается от субвулканических пород к эффузивным и особенно к пирокластическим — $4{,}3 \cdot 10^{-3}\%$.

Таблица 17

Содержание свинца, цинка и меди в вулканогенных породах хребта Сурхантау (верховье Вахшивара)

Номер пробы	Фация	Порода	Элементы, %			Отношение				
			Pb ($n \cdot 10^{-3}$)	Zn ($n \cdot 10^{-3}$)	Cu ($n \cdot 10^{-2}$)	K:Pb	Fe″:Zn	Mg:Zn	Fe″·Cu	Mg:Cu
1/1	Пирокластическая	Туф кв. порфира	0,9	4,3	0,28	4033,3	437,2	218,6	67,14	33,57
1/1н		То же	1,0	3,2	0,57	4430	—	—	—	—
1/4		„	<0,5	3,2	0,18	2540	—	—	—	—
1/4н		„	<0,5	5,1	0,13	2520	—	—	—	—
1/6		Агломерация (цемент)	0,6	3,1	0,23	1033,3	341,9	254,8	46,1	34,34
1/8		Туф кв. порфира	<0,5	4,8	0,32	1520	83,3	125,0	12,5	18,75
1/8н		То же	<0,5	6,0	0,17	1560	—	—	—	—
1/20		„	1,2	6,6	0,2	2408,3	—	—	—	—
1/20н		„	1,0	6,0	0,18	2760	—	—	—	—
		Среднее по туфам	0,72	4,7	0,251	2533,9				
1/21		Игнимбрит	<0,5	2,6	0,11	3460	1507,7	69,23	3563,6	163,6
1/28		То же	<0,5	3,0	0,22	9380	—	—	—	—
528а		„	1,0	7,5	0,11	3320	—	—	—	—
541		„	<0,5	6,5	0,24	1900	184,6	140,0	50,0	39,58
		Среднее по игнимбритам	0,62	4,9	0,27	4770				
		Среднее по фации	0,71	4,76	0,22	3143,4				
520	Лавовая	Флюидальный липарит	<0,5	5,0	—	600	280,0	44,0	—	—
							—	—	—	—
1/7	Жерловая	Вулканогенная дайка	1,0	3,7	0,32	1100				
1/13а		То же	1,9	5,4	0,12	778,9	366,7	235,2	1650,0	1058,3
1/13ан		„	1,8	7,4	0,16	877,8	267,6	171,6	1237,5	793,7
1/22		„	<0,5	4,0	0,17	4560	352,5	185,0	829,4	435,3
		Среднее по фации	1,3	5,1	0,192	1579,2				
1/14	Вулканогенно-терригенная	Туффиты, туфопесчаники	<0,5	4,0	0,28	3480	885,0	87,5	1264,3	125,0
1/14н			<0,5	4,1	0,21	3820	—	—	—	—
1/15		Песчаники	<0,5	7,5	0,17	5900	—	—	—	—
514а		Алевролиты	1,1	7,9	0,27	9300	—	—	—	—
		Среднее по фации	0,65	5,875	0,23	5625				
		Среднее по району	0,79	4,88	0,21	3694,6				

Распределение галлия и германия в субвулканических и эффузивных фациях подчиняется модели нормального закона.

Таблица 18

Содержание свинца, цинка и меди в вулканогенных породах хребта Сурхантау (массив Диболо-Ходжаинур)

Номер пробы	Фация	Порода	Элементы, %			Отношения				
			Pb ($n \cdot 10^{-3}$)	Zn ($n \cdot 10^{-3}$)	Cu ($n \cdot 10^{-2}$)	K : Pb	$Fe^{\cdot\cdot}$:Zn	Mg:Zn	$\frac{Fe^{\cdot\cdot}}{Cu}$	Mg:Cu
III/39	Эксплозивная	Игнимбрит	<0,5	3,3	0,25	4780				
III/42		То же	3,0	9,7	0,3	1793,3				
III/42[б]		»	0,8	6,8	0,24	5762,5				
III/43		»	<0,5	2,9	0,1	12640				
IV/1		»	1,3	3,9	0,29	4307,7				
IV/2		»	0,7	3,7	0,56	7685,7	329,7	162,1	217,8	107,1
IV/4		»	0,5	6,5	0,21	5425	183,1	118,5	566,7	366,7
IV/5		»	0,7	7,1	0,21	5571,4				
IV/7		»	1,1	8,7	0,19	2900				
IV/7[а]		»	1,0	6,8	0,29	1450				
IV/7[ан]		»	0,8	6,5	0,28	1787,5				
49		»	0,5	0,7	0,14	2100				
583		»	<0,5	4,6	0,18	500				
1014		»	<0,5	0,5	0,26	1360				
		Среднее	0,9	5,12	0,25	4147,3				
594		Туф кв. порфира	<0,5	0,5	1,7	3340				
594[а]		То же	<0,5	2,6	0,35	5980	300,0	115,4	222,8	85,7
595		»	<0,5	2,6	0,16	14400				
595[а]		»	<0,5	1,8	0,11	12700				
597[б]		»	2,4	3,4	0,18	483,3				
1013		»	1,1	6,6	0,22	2209,1	201,5	45,4	604,5	136,3
		Среднее	0,91	2,91	0,753	6518,7				
		Среднее по фации	0,895	4,46	0,311	4858,7				
III/12[б]	Эффузивная	Флюид. кв. порфир	4,0	10,0	—	792,5				
582		То же	2,0	5,3	0,29	1410				
585		»	<0,5	1,6	0,45	6760				
595[в]		»	1,1	3,8	—	2054,5				
599[а]		»	0,5	1,4	0,15	9460				
		Среднее по фации	1,62	4,425	0,2	4095,4				
III/32	Жерловая		2,0	2,7	0,37	2035				
III/1	Вулканотерригенная	Туфогравелит	1,0	8,0	0,25	1950				
		Среднее по району	1,07	4,5	0,24	4505,1				

По характеру распределения галлия породы первого и второго импульсов субвулканических тел южной группы могут быть объединены в одну фазу, тогда как породы поздних импульсов самостоятельны.

Сопоставимость дисперсии, средних содержаний и коэффициентов вариации галлия в субвулканических телах южной группы и эффузивах (C_1V_2—n_1) свидетельствует об их комагматичности и позволяет объединить их в единый вулкано-интрузивный комплекс.

Направленное изменение концентрации галлия и германия от ранних импульсов субвулканических тел к поздним не обнаруживается.

Таблица 19

Содержание свинца, цинка и меди в субвулканических породах Вахшиварского некка

Номер пробы	Порода	Элементы, %			Отношение					
		Pb ($n\cdot10^{-3}$%)	Zn ($n\cdot10^{-3}$%)	Cu ($n\cdot10^{-2}$%)	K:Pb	Fe$^{\cdot\cdot}$:Zn	Mg:Zn	Fe$^{\cdot\cdot}$:Cu	Mg:Cu	Zn:Pb
501^{б}	Кв. кератофир	<0,5	3,0	0,18	5800					6
501^{бн}	То же	<0,5	3,5	0,31	5520					7
504^{а}	„	<0,5	4,1	0,12	3760					8,2
504^{г}	„	0,5	5,6		5960					11,2
520	„	0,5	5,0	1,3	560	280	44	107,7	19,6	10
521	„	<0,5	5,3	0,1	2980					10,6
	Среднее	<0,5	4,41	0,33	5116,7					8,8
ρ		+1,0	+0,83	−0,22						
503^{а}	Кв. порфир	<0,5	8,8	0,6	4480					17,6
505	То же	6,6	2,2	2,0	345,4					0,3
523	„	<0,5	1,8	0,29	7660	738,9	100,0	458,6	62	3,6
523^{а}	„	<0,5	6,8	0,23	12280	238,2	37,7	704,3	117,4	13,6
528	„	1,0	7,5	0,11	4270					7,5
	Среднее	2,27	6,77	0,8						
ρ		−0,1	−0,1	+0,65						
508	Экструзивы кв. порфиров	<0,5	7,0	0,08	5540	268,5	134,3	2211,8	105,9	14
516	То же	<0,5	4,0	0,18	6840	357,5	90,0	794,4	200	8
517	„	<0,5	3,0	0,22	12780	503,3	60,0	686,3	81,8	6
518^{ж}	„	0,7	4,3	0,17	7114,3	176,7	76,7	447,0	194,1	6,1
	Среднее	0,55	4,56	0,16						
ρ		+0,1	−0,4	+0,9						
	Среднее по массиву	0,95	4,79	0,39	5737,4					
ρ		+0,5	+0,5	−0,5						
	Кларк для кислых пород по А. П. Виноградову (1962)	1,5	6,0	0,2	2226	450	93,3	135	29	

Среднее содержание свинца в породах липаритовой формации равно $1{,}01\cdot10^{-3}$% (из 50 проб), а в субвулканических — $1{,}76\cdot10^{-3}$%. По фациям вулканитов он распределяется следующим образом: в эффузивной фации района р. Вахшивар — $0{,}5\cdot10^{-3}$%, жерловой — $1{,}36\cdot10^{-3}$%, эксплозивной — $0{,}71\cdot10^{-3}$% (*табл. 16, 17, 18*).

В районе сел Готхаки, Диболо, Аксу свинец распределяется по фациям вулканитов следующим образом: в эффузивной — $1{,}62\cdot10^{-3}$%,

жерловой — 2—2,2 · 10^{-3}%, пирокластической — 0,8—1 · 10^{-3}%. Таким образом, при нижекларковых значениях свинца максимум его содержаний приходится на породы жерловой фации.

В субвулканических образованиях количество свинца также неодинаково, увеличивается от ранних импульсов (0,5 · 10^{-3}%) к поздним (2,3 · 10^{-3}%) (табл. 19).

Содержание цинка в породах липаритовой формации повсеместно выше кларка и в целом составляет 7,22 · 10^{-3}%. Для субвулканических образований района среднее содержание цинка 5,24 · 10^{-3}%. По фациям вулканитов он распределен следующим образом: в эксплозивной —

Таблица 20

Содержание золота в породах липаритовой формации хребта Сурхантау (Юго-Западный Гиссар)

Номер пробы	Порода (субвулканическая фация)	Au, $г/т$
$А^{5-а}$	Кв. кератофиры	0,07
$А^{6-б}$	»	0,04
$А^{11}$	»	0,06
$А^{13}$	»	0,06
$А^{15}$	Сферолит-порфир	0,06
$А^{16}$	Кв. кератофир	0,02
$А^{17}$	То же	0,08
$А^{18}$	»	0,02
$А^{19}$	»	0,01
$А^{20}$	Эруптивная брекчия	0,04
$А^{22-а}$	То же	0,07
$А^{25}$	Сферолит-порфир	0,07
$А^{26}$	Эруптивная брекчия	0,015
$А^{27-е}$	То же	0,04
$А^{31}$	Кв. кератофир	0,04
$А^{32}$	Эруптивная брекчия	0,03
$А^{35-а}$	То же	0,03
2003	Кв. порфир	0,06
$2003^{а}$	То же	0,01
2007	»	0,04
$2007^{а}$	»	0,01
$2007^{-в}$	»	0,015
$2007^{-д}$	»	0,07
$2008^{-б}$	»	0,06
2018	»	0,01
2033	»	0,02

4,76 · 10^{-3}%, жерловой — 5,4 · 10^{-3}%. Такое же распределение наблюдается в Диболо, Готхаки и бассейне рек Обинауруз и Малянгур.

Среднее содержание меди как в вулканитах, так и в субвулканических образованиях повсеместно выше кларка и равно 5,04 · 10^{-3}% против 3 · 10^{-3}%. По фациям вулканитов медь распределена следующим образом: в эффузивной — 2 · 10^{-3}%, жерловой — 4,2 · 10^{-3}%, пирокластической — 2,2 · 10^{-3}%.

Таблица 21

Содержание редкоземельных элементов в фациях липаритовой формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта

Номер образца	Фация	Порода	$\Sigma (TR)_2O_3$	% окислов РЗЭ от суммы $(TR)_2O_3$												
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Y	Dy	HO	Er	Tm	Yb	Lu	Σ
IX/18	Эксплозивная	*Зел. игнимбрит*	0,008	23,75	32,70	4,40	19,52	2,90	3,0	10,50	1,85	0,25	0,50	0,00	0,69	0,00	100,0
IX/20[а]		Игнимбрит	0,0117	11,72	39,46	3,95	18,14	3,77	4,33	15,70	1,35	0,36	0,54	0,00	0,81		100
IX/20[б]		То же	0,173	2,83	13,20	1,34	4,49	1,16	2,43	60,60	6,73	1,28	2,04	0,30	3,62		100,02
IX/20[в]		»	0,0120	18,49	34,6	4,21	19,34	4,24	5,32	11,54	1,19	0,19	0,38	0,00	0,48	0,00	99,98
2029[г]		»	0,0063	26,63	18,48	13,49	13,75	5,36	7,43	12,71	1,14	0,15	0,30	0,00	0,54	0,00	99,98
		Среднее по фации	0,01182	16,68	27,69	5,48	15,05	3,48	4,50	22,4	1,45	0,45	0,76	0,00		1,222	
2012	Эффузивная	Дацит-порфир	0,0083	20,12	33,53	11,77	12,29	3,44	4,46	12,51	0,92	0,18	0,36	0,00	0,54	Сл.	100
IX/5[а]		Кв. порфир	0,0120	21,67	28,25	4,17	19,81	4,42	4,90	13,15	1,50	0,51	0,70	0,00	0,83		99,97
IX/7		То же	0,0035	15,00	25,77	6,12	23,28	3,47	4,17	17,37	2,10	0,00	0,70	0,00	2,10		99,98
IX/9[а]		»	0,0066	9,08	34,98	4,20	31,12	2,80	3,15	13,62	1,05	0,00	0,00	0,00	Сл.	0,00	100,0
		Среднее по фации	0,0091	16,42	30,63	5,56	21,35	3,53	4,14	14,16	1,39	0,17	0,44	0,00	0,87		100,0
A/27[д]	Субвулканическая	Кв. кератофир	0,0040	17,61	27,32	1,38	11,09	1,25	1,88	37,60	1,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,1
A/29		То же	0,0101	25,49	32,58	3,45	21,56	1,1	1,25	12,98	0,94	0,16	0,32	0,00	0,16	0,00	99,98
A/32		Эруптивная брекчия	0,0070	21,33	33,34	3,95	21,82	1,35	1,80	17,51	0,9	0,00	Сл.	0,00	0,00	0,00	100
A/35		То же	0,0176	22,4	36,02	6,99	15,60	2,96	3,42	10,64	1,42	0,42	0,07	0,14	0,10	0,00	100,05
2000[д]		Кв. кератофир	0,0054	26,34	36,76	4,90	19,30	0,61	0,81	10,57	0,61	Сл.	0,00	Сл.	0,00	Сл.	100.01
2000[д]		То же	0,0067	23,42	34,97	3,54	23,26	1,60	2,00	10,29	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,0
2000[д]		»	0,0072	26,44	36,91	2,67	20,30	1,63	1,84	9,18	1,02	0,00	0,00	000	000	000	99,9
2000[г]		»	0,0134	25,08	38,87	5,55	14,00	1,27	1,48	12,67	1,00	Сл.	0,26	000	Сл.	000	99,99
2007[б]		Сферолит-порфир	0,0029	10,63	26,82	12,17	14,12	1,48	1,97	34,45	2,95	0,98	1,97	000	2,46	000	100
2026[г]		Кв. порфир	0,0065	22,20	35,75	8,23	11,26	2,05	2,56	17,90	.	Сл.	Сл.	000	Сл.	000	99,95
2027[б]		То же	0,0047	19,00	33,12	3,52	23,2	3,48	3,88	13,80		000	000	000	000	000	100
2028		»	0,0054	25,59	28,25	2,44	11,44	7,74	8,93	15,01	0,56	000	000	000	000	000	99,69
2031		»	0,0166	23,80	20,37	4,15	24,15	4,77	4,04	13,56	3,93	0,22	0,35	0,09	0,57	Сл.	100
2032		»	0,0053	21,6	34,28	3,16	19,06	3,05	3,81	13,69	0,67	000	0,26	0,0	0,40	000	99,98
2032[а]		»	0,0089	22,06	32,68	3,92	18,12	3,68	3,84	12,30	2,00	0,30	0,50	000	000	000	100
2032[б]		»	0,0047	12,99	28,5	8,78	15,95	3,73	4,81	14,43	0,81	000	Сл.	000	Сл.	000	100
		Среднее по фации	0,0079	21,61	32,71	4,305	17,77	2,61	3,026	16,07	1,41	0,03	0,23	Сл.	0,27	0,00	
		Среднее по формации	0,0096	18,24	30,34	5,11	18,06	3,21	3,55	17,48	1,42	0,22	0,47	0,02	0,79	0,00	

В субвулканических образованиях количество меди более или менее равномерное: в Вахшиварском некке — $3{,}9—4 \cdot 10^{-3}\%$, Аксу — $4{,}1 \cdot 10^{-3}\%$. Зойском — $4{,}5 \cdot 10^{-3}\%$. Наряду с этим наблюдается обогащение медью последних импульсов субвулканической деятельности (от $3{,}3 \cdot 10^{-3}\%$ до $8 \cdot 10^{-3}\%$).

Отмечается аномальное высокое содержание меди в Бадавинской интрузии кварцевых порфиров — $4{,}1 \cdot 10^{-3}\%$, приуроченное к вторично измененным участкам массива.

Распределение золота в вулканогенных образованиях Юго-Западного Гиссара изучено очень слабо. В нашем распоряжении имеются 30 золото-спектральных определений по субвулканическим образо-

Таблица 22

Содержание F в породах липаритовой формации Юго-Западного Гиссара

Кварцевые кератофиры (γ^{1-2})			Кварцевые порфиры (γ^{3})		
номер пробы	F, %	место взятия	номер пробы	F, %	место взятия
A_1	0,09	Разрез по правому борту	2073	0,08	Р. Аксу
A_2	0,01	среднего течения р.	2078	0,12	Там же
A_3	0,12	Вахшивар	2085	0,12	Р. Зой
$A_3^а$	0,10	Там же	2088	0,14	Там же
A_4	0,08	»	$2088^б$	0,14	»
$A_4^а$	0,10	»	2090	0,14	»
$A_4^б$	0,13	»	2091	0,12	»
$A_4^в$	0,12	»	2101	0,12	Р. Сойкул
A_5	0,11	»	2113	0,14	Сел. Диболо
$A_5^а$	0,05	»	2114	0,10	Там же
A_6	0,06	»	2185	0,04	»
$A_6^а$	0,08	»	2116	0,12	Ур. Ходжирбулак
$A_6^б$	0,05	»	2125	0,10	Верхи Капханасая
A_7	0,055	»	Среднее 0,11		
A_9	0,070	»	Среднее по формации 0,083		
A_{10}	0,05	»	Эруптивные брекчии (γ^{4-5}) и сферолит-порфиры		
A_{11}	0,075	»			
$A_{11}^а$	0,065	»	A_{15}	0,01	Вахшивар
A_{12}	0,065	»	A_{25}	0,06	Там же
A_{13}	0,02	»	$2088^в$	0,14	Р. Зой
A_{14}	0,05	»	$2101^а$	0,14	Р. Сойкул
A_{16}	0,02	»	A_{19}	0,07	Вахшивар
A_{17}	0,055	»	A_{21}	0,07	Там же
A_{18}	0,055	»	A^{22}	0,065	»
			$A_{22}^а$	0,02	»
Среднее 0,07			Среднее 0,072		

ваниям Вахшиварского некка (табл. 20). Среднее его содержание в кварцевых кератофирах составляет 0,044 *г/т*, что в несколько раз выше кларковых величин, а в кварцевых порфирах — 0,03 *г/т*. Необходимо дальнейшее изучение распределения золота в субвулканических интрузиях Юго-Западного Гиссара.

Редкие земли в настоящее время наиболее полно изучены в Западном Узбекистане (Хамрабаев, 1958, 1969; Азимов, 1966; Лихойдов, 1966). Исследованы интрузивные и в меньшей степени вулканиче-

ские и дайковые образования. По нашим данным, РЗЭ в липаритовой формации распределяется следующим образом (табл. 21): в экструзивно-субвулканической фации — 0,0079%, эффузивной — 0,0091%, эксплозивной — 0,01182%. Наряду с этим наблюдается увеличение содержания редкоземельных элементов с уменьшением глубинности и наоборот.

Фтор изучен нами преимущественно в субвулканических и экструзивных образованиях (табл. 22). Среднее содержание его в породах липаритовой формации составляет 0,083%, что соответствует кларковым величинам. Таким образом, вывод о высоком фоне фтора в вулканитах юга Узбекистана является преждевременным (Гамалеев, 1969). Отмечается, что в наиболее ранних импульсах вулканической деятельности содержание фтора равно 0,067% (ср. из 24 опр.), в породах второго и третьего импульсов — 0,11%, в эруптивных брекчиях понижается до 0,072%.

Глава III

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы описываемой формации для территории Байсунского срединного массива не характерны.

Стратотип этой формации расположен за пределами республики (*бассейны рек Каратаг, Ширкент, Сарбинсай, Ханака и т. д.*), где ее мощность достигает 2000—2500 *м*. В указанных районах породы формации изучены Е. Н. Горецкой (1962) и Ф. Р. Бенш (1965).

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта породы формации обнажаются в среднем течении рек Бадава, Аксу, Вахшивар, Кайрак[1]. *В районе Хандизинского рудопроявления они проблематичны.* В северной части Байсунского массива выходы спилитов контролируются зоной Южно-Гиссарского разлома.

Породы ходжирбулакской свиты впервые изучены Е. М. Головиным в 1941 г. в хребте Сурхантау в составе нерасчлененного нижнего карбона, где выделялись две свиты: спилито-известковистая и спилито-диабазовая. Позже она изучалась С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко (1946, 1952), *которые датировали ее возраст как средний карбон.* По Е. Н. Горецкой (1962), к среднему карбону могут быть отнесены породы изученного предыдущими авторами разреза, а остальная часть, видимо, имеет намюрский возраст, что подтверждается находками гониатитов (C_1n). Ф. Р. Бенш по комплексу микрофауны определяет *возраст пород данной формации тоже как намюрский.*

В тектоническом отношении породы спилито-диабазовой формации совершенно отчетливо тяготеют к зоне Южно-Сурхантауского глубинного разлома, вдоль которого встречаются их жерловые фации (Далимов, Велитченко, Попова, 1966, 1969). Этот разлом пересекает Сурхантау и на крайнем юге хребет Байсунтау, к нему приурочены основные эффузивы кайракской свиты.

Разрезы пород данной формации составлены нами по водоразделу рек Бадава—Аксу, где их общая мощность равна 309 *м*. Наблюдается следующая последовательность слоев (снизу вверх):

1. Тонкоплитчатые битуминозные известняки (6 *м*).

2. Туфобрекчии спилитов. Обломки состоят из базальтов, ожелезненных *порфиритов, яшм, известняков.* Средний размер их 2—14 *см.* Цемент породы представлен туфом базальтового состава. Порода силь-

[1] В настоящее время мы вслед за Ф. Р. Бенш (1965) параллелизуем отложения кайракской свиты с образованиями ходжирбулакской. Это обусловлено единым структурным планом заложения, близостью составов и т. д.

но хлоритизирована и эпидотизирована и поэтому имеет зеленоватый оттенок (37 *м*).

3. Серые органогенные известняки (15 *м*).

4. Туфобрекчии спилитов, переслаивающиеся с зелеными туфами 1—2 *м* (12 *м*).

5. Агломератовые лавы с беспорядочно ориентированными осколками порфиритов, известняков, яшм, диабазов. Количество осколков достигает 35—50 штук на 1 $м^2$. Размер их разный — от долей сантиметра до 0,5 — 35 *м*.

6. Миндалекаменные, шаровые спилиты коричнево-красного цвета. Миндалины выполнены карбонатом, эпидотом, хлоритом, халцедоном. Отмечаются зональные миндалины. От основания покрова и верхам количество их уменьшается (40 *м*).

7. Светло-зеленые «палогонитовые» туфы с плитчатой отдельностью (31 *м*).

8. Мелкозернистые, темно-красные спилиты с отчетливой пузыристой текстурой и ярко выраженной глыбовой отдельностью. Распределение пузырьков, размер которых колеблется в пределах миллиметра, беспорядочное. Они, главным образом, выполнены кальцитом (51 *м*).

9. Бомбовый горизонт, представленный крупными валунами эллипсоидальной или отчетливо концентрической формы. Максимальный размер бомб 3—5 *м* в длину, 1—1,0 *м* в ширину. Количество обломков размером 1 *м* на 6 $м^2$ площади составляет 4 шт.; 0,5—1 *м* — 2—3 шт.; 10—20 *см* — 3—5 шт.; 5—10 *см* — 100—110 шт. (24 *м*).

10. Темно-коричневые спилиты с многочисленными включениями известняков (28 *м*).

Общая мощность 309 *м*.

Другой разрез через породы ходжирбулакской свиты составлен нами и К. М. Махкамовым в междуречье Бадава и Вахшивар. Он начат с контакта с кварцевыми кератофирами, прорывающими эту свиту. Снизу вверх отмечаются следующие слои.

1. Темно-серые битуминозные слабо трещиноватые известняки (10 *м*).

2. Туфобрекчии спилитов с многочисленной галькой базальтов, известняков, туфов, размер которых не превышает 4—5 *см*. Цемент — обеленный туф андезито-базальта (4 *м*).

3. Те же туфобрекчии с многочисленной галькой. Цемент породы представлен хлоритизированным туфом (51 *м*).

4. Темно-коричневые, среднезернистые спилиты с едва различимыми фенокристаллами плагиоклаза. Порода слегка трещиноватая. Трещины выполнены гидроокислами железа, кальцитом, эпидотом (16 *м*).

5. Тонкоплитчатый, темно-серый, местами красноватый известняк лимонитизированный (30 *м*).

6. Туфобрекчии основного состава с обломками известняков, яшм, лилитов (70 *м*).

7. Горизонт вулканических бомб эллипсоидальной формы. Размер их колеблется от первых долей сантиметра до 0,5 (34 *м*).

8. Среднезернистые спилиты с шаровой отдельностью (62 *м*).

9. Темно-красные, местами зеленоватые массивные известняки (31 *м*).

10. Светло-зеленые туфы андезито-базальтов со скоплениями хлорита и эпидота. Рассматриваемые туфы, как правило, являются цементом туфобрекчии (28 *м*).

Общая мощность 274 *м*.

Разрез, составленный А. А. Поповой и В. М. Велитченко в верховьях р. Аксу (1967), пройден по южному крылу Аксу-Бадавинской синклинали. Начат он от контакта зеленых кварцевых порфиров, прорывающих известняки визейского яруса. Наблюдается следующая последовательность в расположении слоев.

1. Переслаивающиеся плитчатые сургучные и зеленовато-серые кремнистые породы. Редкие прослои зеленых туфов кварцевых порфиров мощностью 3—4 *см* (15 *м*).

2. Туффиты зеленого цвета, тонкоплитчатые, косослоистые. Мощность плиток 2—5 *см*. Слоистость совпадает с плитчатостью, подчеркивается чередованием светло-серых и зеленовато-серых стекловатых полос (32 *м*).

3. Туффиты сургучного цвета, плитчатые, слабо слоистые (6 *м*).

4. Зеленые слоистые туффиты, аналогичные слою 2 (9 *м*).

5. Диабазовый порфирит экструзивный, зеленого цвета, слабо рассланцованный, содержит мелкие обломки подстилающих зеленых туффитов. В средней части слоя порфириты плотные, черного цвета. В потоке наблюдаются миндалины размером от 2 до 3 *см*, выполненные кальцитом (20 *см*).

6. Сургучные кремнистые породы тонкослоистые (6 *м*).

7. Миндалекаменные порфириты черного цвета с редкими линзами серых известняков мощностью 0,4—0,5 *м*. В кровле потока количество миндалин составляет 80% (20 *м*).

8. Миндалекаменные порфириты зеленовато-серого, иногда красновато-темно-серого цвета. Миндалины содержатся в небольшом количестве — 5—10% (75 *м*).

9. Роговообманковые порфириты черного цвета, грубоплитчатые. Миндалины встречаются редко. В кровле слоя — миндалекаменные (5 *м*).

10. Кремнистые породы, слоистые, зеленого, сургучного цвета (6 *м*).

11. Миндалекаменные порфиры, плитчатые, черного цвета. Отчетливо наблюдается увеличение количества миндалин в подошве и кровле слоя (20 *м*).

12. Миндалекаменные порфириты зеленого цвета, мелкозернистые. В кровле слоя отмечаются линзы известняков (20 *м*).

13. Миндалекаменные порфириты темно-серого и черного цвета. Миндалины очень мелкие. В общей массе породы наблюдаются пустоты, выполненные известняками, а также линзы известняков серого цвета (5 *м*).

14. Порфириты диабазовые, миндалекаменные, черного цвета, иногда зеленоватые (6 *м*).

15. Миндалекаменные порфириты черного цвета, сильно пропитаны кальцитом по трещинам. К кровле потока количество миндалин резко увеличивается. Иногда наблюдается обломочная структура, глыбы порфирита также имеют миндалекаменную текстуру (60 *м*).

16. Известняки серого цвета, плотные, массивные, отмечается гониотитовый горизонт (20 *м*).

Общая мощность 325 *м*.

КРАТКИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СПИЛИТО-ДИАБАЗОВОЙ ФОРМАЦИИ

Как и в предыдущей главе, в этом разделе мы описываем вулканогенные породы по фациальному признаку. Однако приводимая ниже характеристика пород намюрского вулканогенного комплекса схематична, поскольку материалы по нему находятся в стадии обработки.

Эксплозивная фация. К породам этой фации отнесены разнообразные туфы и туфобрекчии базальтовых, диабазовых порфиритов. В составе пород данной вулканогенной формации они значительно распространены. Как правило, образования эксплозивной фации располагаются недалеко от центра эрупции.

Литокристаллические туфы диабазовых и базальтовых порфиритов представляют собой коричневатую, белесую, зеленую плотную породу с многочисленными обломками пород кислых эффузивов, порфиритов, сланцев, вулканического стекла, который интенсивно хлоритизирован и гематитизирован. Обломки минералов представлены преимущественно плагиоклазом (№ 16—22), очень редко амфиболом или другим цветным минералом. Вторичные минералы: хлорит, карбонат, гидроокислы железа. Связующая масса не поддается диагностике: она замаскирована вторичными минералами.

Размер обломков пород рассматриваемых туфов не превышает 1 *мм*. Они, как правило, округлой, слегка оплавленной формы. Нередко соприкасаются друг с другом и слабо спекаются. Границы осколков не всегда ясны, отличаются друг от друга внутренней структурой и степенью вторичных изменений. В интерстициях между отдельными включениями появляются миндалины неправильной ориентации и формы, заполненные мелкочешуйчатым хлоритом, карбонатом, а по периферии — рудным минералом. Обломки стекла имеют неправильную изогнутую форму, слабо сапонитизированы. Структура породы литовитрокластическая. Микроструктура обломков разнообразная: пойкилитовая, витрокластическая и т. д.

Туфобрекчии диабазовых порфиритов представлены образованиями серого, серо-зеленого, коричневатого цвета. Они состоят из многочисленных обломков пород (спилитов, андезитовых порфиритов, сланцев, кварцевых порфиров, слюдистых сланцев), имеющих остроугольную форму. Размер осколков 1—15 *см*, нередко 4—5 *см*. Цемент туфобрекчии туфовый.

Лавобрекчии миндалекаменных диабазовых порфиритов — породы зеленого цвета с многочисленными осколками андезитового порфирита и др. Обломки породы длинными осями ориентированы по флюидальности, имеют угловатую, остроугольную форму, размер 1,8—2 *см*. Большинство осколков интенсивно ожелезнено и изотропно. В породе отмечены реликты фенокристаллов пироксена и амфибола, которые интенсивно замещены поздними минералами и диагностируются лишь по удлиненно призматической и ромбовидной форме. Цемент пород лавовый и соответствует по составу андезитовому, плагиоклазовому порфириту с микролитовой, реже микробазальтовой, гиалопилитовой структурой. Иногда структура основной массы содержит многочисленные миндалины (размером 0,5—1,5 *мм*), которые также имеют субпараллельную ориентировку.

Эффузивная фация пород намюрского комплекса представлена спилитами, диабазовыми порфиритами миндалекаменного облика. Эти породы изучались нами в крупных шлифах.

Спилиты представляют собой образования миндалекаменной текстуры с отчетливой шаровой отдельностью. Наблюдается изменение пузырьков снизу вверх. Так, в среднем течении рек Аксу и Бадава потоки спилитов начинаются сильно пузыристыми лавами спилитов, где количество пузырьков достигает 100—110 на 1 $м^2$, размер их 1,5— 2 *см*. К средней части количество и размер их сокращаются (60—70 шт. размером 1—1,2 *см*), а к верхам они полностью исчезают.

Под микроскопом спилиты представляют собой породу без вкрапленников и состоят из лейст альбитизированного плагиоклаза, редко — сильно измененного амфибола (1—2%), интерстиции между которыми заполнены гидроокислами железа, карбонатом, эпидотом и хлоритом. Значительную часть породы составляют пузырьки, занимающие до 46% всего объема породы.

Структура пород спилитовая, микролитовая, гиалопилитовая, линофировая, интерсертальная.

Плагиоклаз в рассматриваемых породах представлен альбитом (табл. 23), характеризующимся лейстовидной формой, размер зерен 0,3—1 мм. Ориентированы они в большинстве случаев беспорядочно (микролитовая, спилитовая структуры), или же слабо (линофировая структура).

Таблица 23

Состав плагиоклаза в породах спилито-диабазовой формации

Номер шлифа	Координаты			Закон двойникования	Номер плагиоклаза	Характер минерала
	Ng	Nm	Np			
506	86	77	21	(001)	6	Фенокристалл
524	85	25	6	(001)	21	То же
542	87	75	18	(010)	6	Микролит
542а	15	75	40	(010)	6	То же
546	75	20	78	(001)	10	»

Пузырьки, как уже указывалось, занимают значительное место в породе. По внутреннему строению и морфологии различаются следующие типы миндалин:

а) шаровые, концентрические, сложенные одним каким-либо минералом: карбонатом, кварцем или хлоритом;

б) изогнутые, удлиненные, состоящие из двух или более минералов. При этом центральные части сложены кварцем (халцедон), а края — гидроокислами железа и хлоритом. При этом в начале формируются гидроокислы железа, затем хлорит, позднее карбонат и кварц;

в) бесформенные, полигональные, сложенные от края к центру хлоритом, карбонатом и эпидотом. Эти миндалины характерны для верхних частей потоков.

Базис рассматриваемых пород изучен недостаточно. Интенсивно замещен хлоритом и другими минералами. Лишь в отдельных случаях (шл. 555б, Аксу) удается установить присутствие изотропного стекла, который по краям замещается мелкоагрегатным кварцем.

Миндалекаменные диабазовые порфириты состоят из плагиоклаза, темноцветных минералов, эпидота, циркона, хлорита, магнетита.

Структура пород пилотакситовая, интерсертальная, реже апоинтерсертальная. Пилотакситовая структура обусловлена субпараллельным расположением лейст и микролитов плагиоклазов. Большинство рассматриваемых пород в значительной мере подвергнуто вторичным изменениям («зеленокаменному перерождению»). Вторичные минералы, указанные выше, развиваются по основной массе и нередко образуют скопление в отдельных пустотах породы.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: фенокристаллов и микролитов в связующей массе породы. Фенокристаллы, как правило, образуют идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы размером 0,2—

0,8 *мм*. Они иногда обнаруживают тенденцию к гломеропорфировой структуре. По углу наибольшего симметричного погасания (28—30°) в плоскости [010] соответствуют основному андезину. Фенокристаллы кварца, как правило, сильно серицитизированы, особенно в центральных частях.

Плагиоклаз (12%) в микролитах состоит из слабоизмененных лейст, обладает низким показателем преломления и соответствует альбиту, реже альбит-олигоклазу.

Темноцветные минералы (1—3%) сильно изменены: опацитизированы и хлоритизированы. Сохраняются лишь формы, по которым образуются полные псевдоморфозы хлорита, карбоната и эпидота.

Таблица 24

Химический состав пород спилито-диабазовой формации

Номер пробы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	Σ
II/6	Спилит (Аксу)	48,45	1,21	17,95	3,01	6,37	0,15	4,48	9,54	1,39	3,03	99,86
II/3	Спилит (Аксу)	43,51	0,87	15,39	2,89	3,51	0,21	7,00	10,13	1,31	4,50	98,96
—	Базальт (Дэли)	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	6,17	8,95	3,11	1,52	100,0
—	Спилит (Уэльс)	47,78	0,93	14,70	1,89	7,65	0,46	6,36	9,80	0,43	4,02	100,0

Эпидот — ярко-зеленый, реже землистый, встречается в виде мелких (0,1—0,2 *мм*) зерен с высокими цветами интерференции и показателем преломления.

Базис рассматриваемых пород интенсивно замещен гидроокислами железа, хлоритом, карбонатом.

Некоторые особенности химизма и распределения редких элементов. Для суждения о химизме рассматриваемых пород мы не располагаем достаточным количеством аналитического материала. Поэтому выводы и нижеследующее описание, как и в петрографической части, носят предварительный характер.

По составу рассматриваемые породы (табл. 24) близки к базальту Дэли и спилиту Уэльса (1923). От базальтов Дэли они отличаются несколько завышенным содержанием кремнезема, извести и заниженным — суммарного железа, магния и щелочей, от типичного спилита Уэльса, Дьюи и Флетита почти ничем не отличаются.

В отношении распределения редких элементов нами охарактеризован всего один разрез — по р. Аксу. Приведенные результаты настолько малочисленны, что в настоящее время мы воздерживаемся от их оценки.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ЮГА УЗБЕКИСТАНА

Вулканогенные образования в истории геологического развития юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Байсунский массив) играют важную роль, особенно значительную — в металлогеническом отношении, поскольку с липаритовой формацией связаны довольно крупные проявления свинца, цинка и меди.

1. В рассматриваемом районе можно выделить две группы вулканогенных формаций: геосинклинальную и обусловленную процессами гер-

цинской активизации. К первой группе относятся вулканогенные формации докембрия: спилито-диабазовая (в ранних стадиях) и андезито-липаритовая (в конечных стадиях), а ко второй — нижнекарбоновые вулканогенные формации: липаритовая (C_1v) и спилито-диабазовая (C_1n). Объем, состав и металлогеническая роль формаций первой группы пока не выяснены, что связано с их небольшой распространенностью и плохой изученностью. С нижнекарбоновыми вулканогенными формациями связаны главнейшие рудно-сырьевые возможности района.

2. Главной особенностью нижнекарбонового вулканизма района является его антидромный характер: породы липаритовой формации перекрыты образованиями спилито-диабазовой. Это хорошо объясняется с позиций «отраженной активизации» (Щеглов, Михайлов, 1969). Липаритовая формация характерна только для района юго-западных отрогов Гиссара. Время ее формирования совпадает с временем активизации тектонических движений в соседней Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Дальнейшее развитие и активизация тектонических движений приводят к заложению мощной зоны Южно-Сурхантауского и Южно-Гиссарского глубинных разломов, вдоль которых внедряются экструзии и субвулканические тела спилитов, диабазов и базальтов.

3. Накопленный нами материал по условиям образования и вещественному составу кислых вулканитов, а также результаты геологического картирования позволяют выделить в пределах единой липаритовой формации две субформации, различающиеся возрастом, составом, особенностями проявления и обладающие различной рудоносностью.

Липаритовая субформация (зеленокаменная) в пределах Юго-Западного Гиссара очень широко распространена. Возраст ее, по данным Ф. Р. Бенш, турне-визейский, а по данным абсолютного возраста, колеблется от 310 до 316±10 млн. лет. Мощность покровных частей формации (эксплозивная и вулкано-терригенная фации) изменяется от 1700 *м* — в центральных частях вулкано-тектонических депрессий до 300—500 *м* — в бортовых частях.

Наличие в разрезах мраморизованных известняков, алевролитов, глин, а также грубозернистых вулканомиктовых песчаников, туфов и игнимбритов подтверждает прибрежно-морские и в меньшей степени наземные условия ее образования. Об этом свидетельствуют также широко развитые процессы зеленокаменного перерождения пород (хлоритизация, эпидотизация).

Вулканиты нижнего карбона представляют собой сложную полифациальную формацию, разделенную на эксплозивную (туфы, игнимбриты, лавобрекчии, агломераты и др.), экструзивно-субвулканическую и жерловую фации (резко преобладают эксплозивные продукты). В пределах отдельных вулкано-тектонических депрессий в ее составе появляются небольшие объемы андезитовых порфиритов (бассейн рек Хандиза и Чорнова) и андезито-дацитов, приуроченных к верхним частям разрезов. Кроме того, в пределах Сурхантау-Дималекской структуры субвулканические интрузивы данной формации тесно сопряжены с жерловыми фациями намюрской спилито-диабазовой формации, внедряющейся вдоль Южно-Сурхантауского глубинного разлома.

Трахилипаритовая субформация (краснокаменная), возраст ее, установленный калий-аргоновым методом, равен 240—260±8 млн. лет. Породы, относимые к ней, повсеместно прорывают нижнекарбоновые эффузивы и флишевые отложения C_2 (сагдорская свита). По нашим представлениям, к ней относятся мелкие, сложнопостроенные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров и флюидальных фельзитов (Ширтский, Кызылмечетский и другие массивы), эксплo-

зивные аналоги их в пределах Юго-Западного Гиссара отсутствуют или распространены крайне незначительно.

Характерно, что по мере удаления от смежной Южно-Гиссарской субгеосинклинальной зоны, где эти образования широко развиты (лючобская свита P_1), площади распространения пермских субвулканических пород существенно сокращаются. Так, в зоне сочленения Байсунской и Южно-Гиссарской зон пермскими субвулканическими интрузиями занято 75—1000 $км^2$, в Чакчаре и Северном Байсунтау — 28—30 $км^2$, а на крайнем юге (бассейн р. Курганча) — 12—13 $км^2$.

Таблица 25

Средний химический состав пород липаритовой формации юго-западных отрогов Гиссара (Южный Узбекистан)

Окислы	Липаритовая субформация-C_1			Трахилипаритовая формация—P_1	
	эксплозивная фация (9)	экструзивная фация (7)	субвулканическая фация (19)	экструзивная фация (11)	субвулканическая фация (20)
SiO_2	75,96	77,44	74,84	77,43	76,39
TiO_2	0,13	0,02	0,08	0,0	0,02
Al_2O_3	11,91	12,33	12,23	12,23	12,70
Fe_2O_3	0,66	1,03	1,09	1,03	1,38
FeO	1,37	1,71	1,49	0,29	0,20
MnO	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	0,99	1,44	1,23	0,30	0,43
CaO	1,30	1,74	1,32	0,50	0,90
Na_2O	2,23	2,14	3,11	1,21	1,08
K_2O	3,36	4,01	3,07	7,47	6,70
CO_2	0,22	0,73	0,14	0,02	0,00
SO_3	0,04	0,00	0,02	Не опр.	0,00
P_2O_5	0,04	0,00	0,01	Не опр.	0,00
П.п.п.	0,17	0,46	0,33	0,52	0,28
Σ	100,59	99,81	100,16	100,60	100,48

Примечание. Приведенные анализы (табл. 25, 26) выполнены в химических и спектральных лабораториях ИГиГ АН УзССР и ЦХЛ МГ УзССР. В скобках дано количество анализов.

Пермские субвулкано-экструзивные тела сформировались в результате маломощных трещинных излияний (в противовес вулканическим постройкам центрального типа C_1) в резковыраженных континентальных условиях (краснокаменное изменение, $\frac{Fe^2O_3}{FeO} > 1{,}2$).

Различия между выделенными субформациями становятся отчетливыми и при сравнении особенностей химизма пород (табл. 25, 26).

4. Липаритовая формация в рассматриваемом районе является важнейшей как с вулканологической точки зрения, так и металлогенической.

Она повсеместно локализируется в пределах наложенных на докембрийский субстрат вулкано-тектонических депрессий. Мы выделяем следующие депрессии: Сурхантау-Дималекскую, Хандиза-Чакчарскую, Яккабагскую и др. Каждая из этих структур отделяется друг от друга зонами разломов (Южно-Сурхантауским, Эффузивным и др.), выходами докембрия или древних гранитоидов. Анализ имеющихся материалов по-

казывает, что эти структуры обладают весьма сложным строением. По большинству признаков они могут быть отнесены к разряду кольцевых вулкано-тектонических структур или мульд проседания (Арапов, 1966—1969), внутри которых выделяются более мелкие участки — структуры кальдерного обрушения. К главным признакам, позволяющим отнести их к названным структурам, относятся:

а) наличие игнимбритов, представляющих собой продукт пароксизмальных извержений, происшедших в сравнительно короткий отрезок времени и вызвавших обрушение кровли;

б) увеличение мощности липаритовой формации от периферии структур к центру (от 300—400*м* — в бассейне р. Дималек до 1700—1800 *м* — в бассейне р. Вахшивар). Краевые части характеризуются, как правило,

Таблица 26

Распределение некоторых редких и рассеянных элементов в липаритовой формации юго-западных отрогов Гиссара (Южный Узбекистан)

Элемент	Нижнекарбоновая липаритовая субформация			Нижнепермская липаритовая субформация	
	эксплозивная фация (156)	экструзивная фация (53)	субвулканическая фация (58)	экструзивная фация (43)	субвулканическая фация (21)
Rb, *г/т*	120—192	144—177	120	870 930	720—810
Cs, *г/т*	0,8— 1	1,1—1,9	1 7—1,9	2,1—2,2	1,8—1,9
Li, *г/т*	7,9—11,3	6—7	6,8-8,3	40—72	34—38
F , *г/т*	700—720	700—710	670—700	2500—2800	1500—1800
Pb, *г/т*	20— 30	60—70	10—30	180	140
Zn, *г/т*	5,3	9,2	8,5	190	92
Cu, *г/т*	15— 30	40	30—70	8	6
Ti, %	Не опр.	Не опр.	0,3—0,4	Не опр.	0,09—0,13
Cr, %	Не опр.	Не опр.	0,01—0,05	Не опр.	0,00—0,005
V, %	Не опр.	Не опр.	0,001—0,005	Не опр.	0,00—0,005

развитием флишоидных, терригенных вулканомиктовых (вулканическая моласса) отложений (разрезы рек Обинауруз, Дималек и др.). В центральных частях наиболее широко представлены породы эксплозивной и жерловой фаций;

в) скопление субвулканических интрузий, экструзивных куполов в определенных участках, субвулканические и экструзивные образования, поздние дайки и дайковые пояса обрамляют эти структуры;

г) фрагменты полукольцевых разломов;

д) изменение элементов залегания пород от периферии (крутые) к центру (пологие), наличие брахиформной складчатости и т. д. Вероятно, наряду с типичными вулкано-тектоническими структурами, которые тесно связаны с кислым вулканизмом и обусловлены процессами обрушения кровли, существовали унаследованные приразломные, сложенные продуктами геосинклинального основного вулканизма (Кайракская, Сагдор-Кштутская и др.).

5. Существенной особенностью липаритовой формации является ее «ритмичное» строение, свидетельствующее о сложном, пульсационном характере развития древних вулканических построек. Однако ни один из выделенных импульсов не повторяет предыдущий.

В наиболее полных разрезах удается выделить 4 импульса вулканической деятельности. При этом толщи вулканогенных пород, соответству-

ющие по времени импульсам, отделяются друг от друга горизонтами осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Каждый импульс сопровождается и завершается экструзивной фацией. Это подтверждается результатами изучения возрастных взаимоотношений внутри субвулканических и экструзивных тел. Наиболее полными с этой точки зрения являются разрезы центральных частей структур (бассейны рек Хандиза, Аксу, Вахшивар). Кульминация визейской фазы вулканизма приходится на породы второго и третьего импульсов, когда произошли извержения главной массы пирокластики. В то же время в бортовых частях структур наиболее полно проявлен первый импульс (Яккабагский хребет).

6. Для пород липаритовой формации установлены следующие центры извержений: Готхакинский, Дибалинский, Ходжабарку-Малянгурский, Хандизинский, Қызылмечетский, Қарасанский, Қызылдарьинский и Қайракский. Они располагаются по периферии ядра Байсунского срединного массива, что свидетельствует о наличии региональных кольцевых швов. В результате расчета объемов и площадей распространения отдельных типов пород липаритовой формации установлен пелейский или катмайский тип извержений (коэффициент эксплозивности — E — равен 85—80) с резким преобладанием пирокластики над лавами и субвулканоэкструзивными образованиями. При излиянии лав и извержений рыхлой пирокластики трещинно-ареальный тип, вероятнее всего, играл бо́льшую роль.

7. В отличие от аналогичных формаций Курамы, Южного Гиссара, Центрального Қазахстана липаритовая формация формируется в прибрежно-морских и континентальных условиях. В начале формирования породы этой формации (турнейский ярус) были континентальными. Об этом свидетельствуют характер осадков, наличие конгломератов и многочисленная флора среди них. В визе морская трансгрессия на незначительное время проникла на территорию Юго-Западного Гиссара и именно этот период совпал с мощным проявлением кислого вулканизма. Поэтому породы липаритовой формации претерпевают зеленокаменное перерождение.

8. С породами данной формации связаны многочисленные рудопроявления и месторождения свинца, цинка, меди и других полезных ископаемых. По мнению П. В. Панкратьева (1971), главный тип месторождений соответствует колчеданно-полиметаллическому или алтайскому. Из геохимических данных по распределению свинца и цинка видно, что в неизмененных породах липаритовой формации эти элементы имеют повсеместно нижеклярковое значение, но в зонах измененных пород жерловой и субвулканической фаций количество их резко возрастает, что дает основание считать породы названных фаций благоприятными для накопления свинца и цинка.

Рассмотрев пространственное размещение свинца и цинка, можно сделать следующие выводы.

Все рудопроявления свинца и цинка локализуются в пределах выделенных вулкано-тектонических депрессий, главным образом в их бортовых и краевых частях (в Сурхантау-Дималекской структуре — эта полоса кислых эффузивов от сел. Диболо до верховьев рек Малянгур и Обинауруз). В пределах этих депрессий рудопроявления и месторождения тяготеют к областям, насыщенным субвулканическими интрузиями, экструзиями и экструзивными брекчиями (Малянгур, район г. Қарасан, Хандиза и др.) или располагаются по периферии центров извержений. Особенно четко это видно на примере Қызылдарьинского палеовулкана, окруженного полосой мелких рудопроявлений (Чекменкуйды, Уолсах, Вуары, Абжур и т.д.).

Принимая во внимание тесную структурную и пространственную связь колчеданно-полиметаллических рудопроявлений с центрами извержений, субвулканическими интрузиями и экструзивными куполами, можно наметить ряд перспективных площадей, требующих переоценки и постановки специальных поисково-разведочных работ: Яккабагский хребет, окрестности Кызылдарьинского и Дибалинского массивов, урочище Ходжирбулак и др.

9. Спилито-диабазовая формация в юго-западных отрогах Гиссара встречается в междуречье Аксу — Вахшивар и в бассейне р. Кайрак. Она тесно связана с зоной Южно-Сурхантауского глубинного разлома, вдоль которого зафиксированы центры ее извержения, субвулканические и экструзивные тела, являвшиеся подводящими каналами для пород данной формации. По характеру отложений, составу и условиям залегания в ней выделены эксплозивная, экструзивная и эффузивная фации.

ЧАСТЬ II

ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН

Глава I

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Территория, расположенная на юго-востоке от Аральского моря до меридиана г. Джизак в административных границах республики, носит условное название *Западный Узбекистан*. Сюда входят: Султануиздаг, Центральные Кызылкумы, Нуратинские горы и западные окончания Туркестанского и Зарафшанского хребтов.

Все проявления вулканической деятельности на этой территории относятся исключительно к палеозою.

На современном эрозионном срезе вулканогенные породы занимают свыше 880 *км*^{2}, что составляет 0,5% от общей площади палеозойских образований региона и 20% — магматических. Эти цифры значительно занижены, так как не учитываются смытые вулканиты, а также погребенные под мезокайнозойскими отложениями. Площадь вулканитов, полученная на основании данных бурения и геофизики, увеличится более чем в 2 раза. Все это свидетельствует об огромной роли вулканизма в геологической истории описываемого региона.

Этот раздел монографии начинается с геотектонического районирования рассматриваемой территории, в основу которого положены особенности магматизма и вулканизма во взаимосвязи с тектоникой и осадкообразованием.

Тектоническое районирование палеозойских структур Западного Узбекистана имеет почти столетнюю историю (Мушкетов, 1877). Подробно этот вопрос освещен в монографии М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, И. А. Фузайлова (1967). Мы отметим лишь то общее, что содержится почти во всех схемах. Оно сводится к представлению о непосредственном продолжении Зарафшано-Алайских палеозойских структур на запад и об их геосинклинальной природе. Спорным являются время заложения геосинклинали, ее границы и возраст главной складчатости.

О времени заложения геосинклинали существует в основном два мнения. Ю. А. Лихачев (1963), К. К. Пятков и др. (1967) считают, что рассматриваемая территория уже в нижнепалеозойское время представляла собой единый геосинклинальный бассейн. В связи с установлением здесь докембрийских отложений Ш. Ш. Сабдюшев и др. (1969) высказали мысль о еще более раннем заложении геосинклинали. Согласно второму мнению, эта территория до каменноугольного времени являлась платформой, в узких зонах которой со среднего палеозоя начала развиваться геосинклиналь (Ахмеджанов и др., 1967).

Для однозначного решения этого вопроса необходим прежде всего тщательный анализ характера древних осадков и продуктов вулканизма. Немногочисленные работы по стратиграфии, литологии и тектонике до-

палеозойских осадков позволяют сделать предварительный вывод о том, что к палеозою рассматриваемая территория прошла определенный тектоно-магматический цикл, сформировавший структурную поверхность, на которой заложилась каледонская геосинклиналь, знаменующая собой начало нового палеозойского тектоно-магматического цикла, распадающегося на ряд этапов: геосинклинальный, квазиплатформенный, предорогенный и орогенный. При этом под тектоно-магматическим циклом понимается поступательное развитие тектоники и магматизма во времени и пространстве, направленное на смену основных магм кислыми и, в конечном счете, на консолидацию определенного пространства. Этапы — это разные стадии единого поступательного развития в пределах цикла.

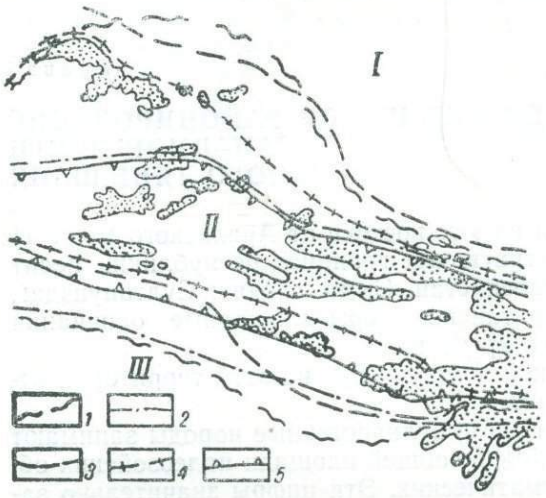


Рис. 16. Схема геологического районирования западной части Южного Тянь-Шаня.

Главные структурные единицы (цифры на карте):
I — Ферганo-Кураминская; *II* — Южно-Тянь-Шаньская *III* — Каракумо-Таджикская.

Границы структурных единиц:
1 — по И. М. Алиеву, Г. А. Аржевскому, А. А. Борисову и др. (1963); *2* — по Х. М. Абдуллаеву, О. М. Борисову и др. (1963); *3* — по В. Г. Гарьковцу, А. К. Бухарину и др. (1964). *4* — по В. И. Попову (1964); *5* — по М. А. Ахмеджанову, О. М. Борисову (1965).

Исходя из вышесказанного, мы склонны считать территорию Западного Узбекистана в раннем палеозое геосинклинальной зоной кембрийского заложения. Границы этой зоны разными авторами определяются по-разному (рис. 16). По нашему мнению, на этой схеме южной границе зоны соответствует линия, проведенная Х. М. Абдуллаевым, О. М. Борисовым и др. (1962—1964), но в восточной части проходящая южнее — по линии, намеченной В. Г. Гарьковцом, К. К. Пятковым, А. К. Бухариным и др. (1964), и совпадающая с краевым глубинным разломом Юго-Западного Гиссара, описанным А. В. Покровским (1963). На упрощенной схеме геологического строения и структурно-формационного районирования палеозоя скрытых территорий Юго-Западного Узбекистана (Узаков, 1968) она совпадает с разломом или их серией, находящейся в центральной части Бухарской подзоны.

Северной границе, по-видимому, соответствует линия, проведенная В. Г. Гарьковцом, К. К. Пятковым и др. (1964).

Основными критериями для включения рассматриваемого региона в единую Алай-Кокшаальскую складчатую систему, по В. А. Николаеву (1953) и В. Н. Огневу (1959), являются: 1) сходный характер разрезов раннего, среднего и позднего палеозоя; 2) позднепалеозойский возраст основной складчатости; 3) неоднократные проявления региональных фаз складчатости (предраннедевонской, предпоздневизейской, предпозднебашкирской и послесреднекаменноугольной); 4) позднепалеозойский возраст основных фаз интрузивной деятельности и др.

Вместе с тем в пределах этой единой складчатой системы наблюдаются различного рода геологические неоднородности, позволившие установить на рассматриваемой территории ряд структурно-формационных подзон низшего порядка. Так, К. К. Пятков, И. А. Пяновская, А. К. Бу-

харин, Ю. К. Быковский (1967) выделяют на территории Южного Тянь-Шаня пять структурно-фациальных подзон (с юга на север): Кульджуктаускую, Ауминза-Бельтаускую, Тамдытаускую, Южно- и Северо-Букантаускую. Каждая из них представляет собой довольно узкий (30—50 *км*) блок земной коры, отличающийся от смежного тектоническим развитием на отрезке от раннего палеозоя до среднекаменноугольного времени включительно.

Каждая зона — это система линейных складок широтного и субширотного простирания, обособляющаяся от смежной глубинными, длительно развивавшимися разломами (Пейве, 1945, Хаин, 1964).

По М. А. Ахмеджанову, О. М. Борисову, И. А. Фузайлову (1967), Западный Узбекистан — часть Урало-Тянь-Шаньской герцинской складчатой зоны — расчленяется на три подзоны: Курамино-Ферганскую мегасинклинориевую, Южно-Тянь-Шаньскую мегантиклинориевую и Каракумо-Таджикскую мегасинклинориевую, каждая из которых распадается с запада на восток на ряд геотектонических секторов. В пределы рассматриваемой нами территории из первой подзоны попадает только Алтынтауский геотектонический сектор, из второй — Султануиздагский, Ауминзатау-Кульджуктауский и Нуратау-Зирабулак-Каратюбинский, из третьей — Бухарский. В каждом секторе выделяются субширотно простирающиеся синклинориевые и антиклинориевые полосы, являющиеся элементами второго порядка по отношению к подзонам.

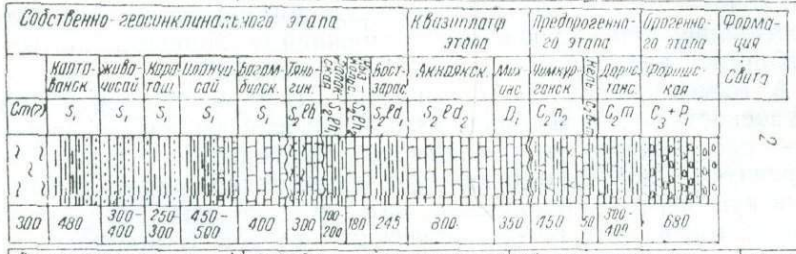
В обеих схемах районирования рассматриваемой территории не уделено достаточного внимания характеру магматизма. Мы считаем, что глубокий анализ продуктов магматизма внесет значительные коррективы в эти схемы.

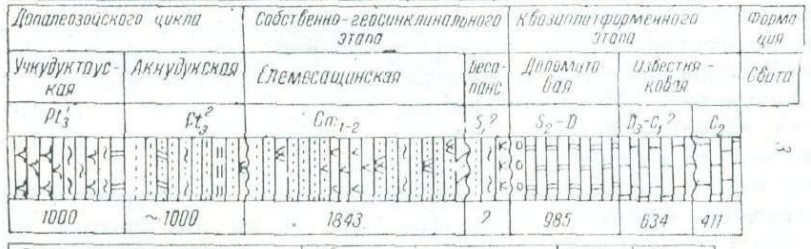
Так, тектоническую структуру первого порядка, по-видимому, должно определять наличие и специфичность поступательного развития магматизма. Например, в геосинклиналях (подвижных зонах, складчатых областях) оно направлено на смену основного магматизма кислым (Штилле, 1964; Билибин, 1955; Кузнецов, 1960; Смирнов, 1967). При этом в Южно-Тянь-Шаньской и Уральской (Штейнберг, Соболев, 1969) геосинклиналях выделяются три главные группы магматических ассоциаций, которые проявляются в следующей последовательности: 1) базальтоидная, объединяющая вулканогенные и тесно с ними ассоциирующие гипабиссальные магматические горные породы; 2) плутоническая гипербазитовая, не имеющая эффузивных аналогов и 3) плутоническая гранитоидная, также без эффузивных аналогов.

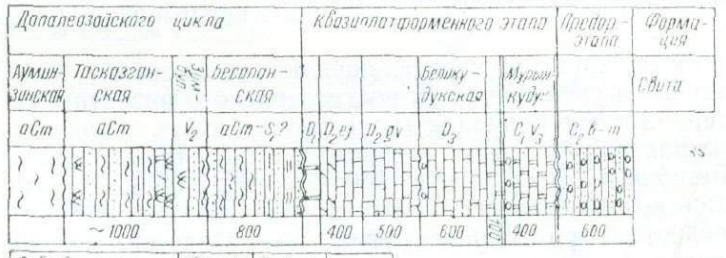
Перечисленные группы слагают соответственно 65, 10 и 25% общей площади магматических пород Урала и 20, 1, 4 и 78, 6% — Западного Узбекистана. Отсюда видно, что в Уральской геосинклинали преобладает базальтоидный магматизм начального (собственно геосинклинального) этапа, а в Южно-Тянь-Шаньской — гранитоидный геоантиклинального этапа.

Палеозойский тектоно-магматический цикл развития Южно-Тянь-Шаньской структурно-формационной зоны не совпадает с каким-либо одним тектоническим циклом (каледонским или герцинским), а охватывает оба. При этом они могут рассматриваться как этапы тектоно-магматического цикла, границы их не всегда соответствуют более или менее общепринятому стратиграфическому или геохронологическому уровню. Такое понимание тектоно-магматического цикла совпадает с определением мегацикла, по В. Е. Хаину (1962), и процесса, в результате которого сформировался «складчатый пояс», по Ю. М. Шейнману (1959, 1960). На закономерность эволюции магматизма именно в пределах ме-

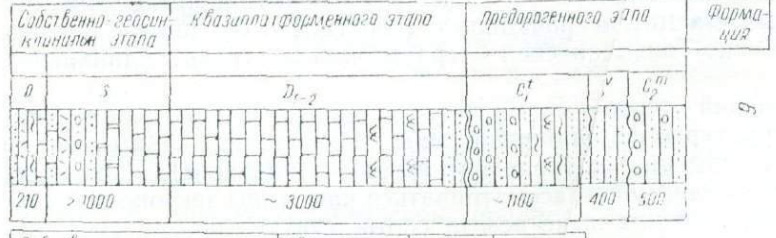

Собственно-геосинклинального этапа
Квазиплатформенного этапа
Предорогенного этапа
Орогенного этапа
Кумбулакская
Кулкудукская
силурийская
Туфогенская
Архарская
Тохтаусская
свита
$O_3 - S$
$D_2 - D_3$
$C_1 v$
$C_1 n$
$C_2 b-m$
$C_3^2 - C_3^1$
600
400
900
400
500
2000
3000 м

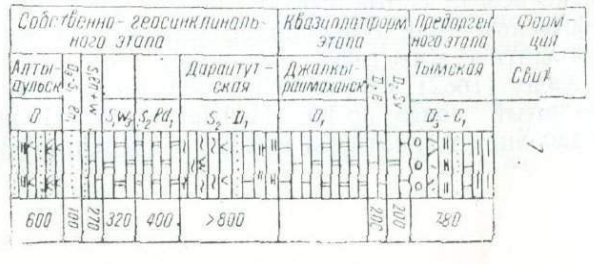

Собственно-геосинклинального этапа
Квазиплатф этапа
Предорогенного этапа
Орогенного этапа
Формация
Карта-ванск
Живо-чисай
Карга-таш
Шанчу-сай
Богом-бирск.
Тюн-гин.
Брст-зарас
Аккаясск.
Мин-ин
Чимкур-ганск
Дарче-тан.
Форпос-кая
свита
Ст(?)
S_1
S_1
S_1
S_1
S_1
$S_2 Pb$
$S_2 Pd_1$
$S_2 Pd_2$
D_1
$C_2 n_2$
$C_2 m$
$C_3 + P_1$
300
480
300-400
250-300
450-500
400
300
180
245
600
350
450
50
300-400
680


Допалеозойского цикла
Собственно-геосинклинального этапа
Квазиплатформенного этапа
Форма-ция
Учкудуктус-кая
Аккудукская
Елемесацинская
Бесапанс
Доломито-вая
Известня-ковая
Свита
Pt_3^1
Pt_3^2
Cm_{1-2}
S_1?
$S_2 - D$
$D_3 - C_1$?
C_2
1000
~1000
1843
2
985
634
411


Допалеозойского цикла
Квазиплатформенного этапа
Предор-этапа
Форма-ция
Думин-зинская
Тюкозгин-ская
Беспопн-ская
Бешку-дукская
Мурын-кудук-
Свита
aCm
aCm
V_2
aCm - S_1?
D
$D_2 e_1$
$D_2 g_V$
D_3
$C_1 V_3$
$C_2 b-m$
~1000
800
400
500
600
200
400
600


Собственно-геосинклинального этапа
Квазиплатформ этапа
Предорогенного этапа
Формация


Собственно-геосинклинального этапа
Квазиплатформенного этапа
Предорогенного этапа
Формация
O
S
D_{1-2}
C_1^t
C_2^m
210
>1000
~3000
~1100
400
500


Собственно-геосинклинального этапа
Квазиплатформ этапа
Предорогенного этапа
Формация
Алты-дульск
Дарапутт-ская
Джалкы-ранмаханск
Тымская
свит
$S_2 W_2$
$S_2 Pd_1$
$S_2 - D_1$
D_1
$D_3 - C_1$
600
100
320
400
>800
200
200
780

гацикла, охватывающего каледониды, герциниды и альпиды, указывал Н. С. Шатский (1960), комментируя концепцию Ю. А. Билибина.

Такая интерпретация геологической истории Западного Узбекистана подтверждается и при анализе геологических формаций, развитых на указанной территории (рис. 17). Так, раннепалеозойские образования представлены в эвгеосинклиналях в основном гравуакковой и кремнистой осадочными формациями, базальтоидной и перидотитовой—магматическими. В миогеосинклиналях формировались в основном глинистая и флишевая формации.

Интересно, что еще с начала кембрия на западе региона образовалось крупное Кызылкумское поднятие, охватившее юг Тамдытау и Ауминзатау, которое к силуру оконтурилось эв- и миогеосинклинальными структурами, преобразовавшись в срединный массив. В конце девона формировались в основном только карбонатные формации, знаменуя повсеместное наступление на рассматриваемой территории квазиплатформенного этапа. Он продолжался на большей территории Западного Узбекистана в течение нижнего и частично среднего карбона.

Однако по периферии Южно-Тянь-Шаньской структурно-формационной зоны уже в начале раннего карбона заложились вулканические троги, характеризующиеся излияниями недифференцированных базальтоидов и внедрениями гипербазитов, габбро-диабазов, пикритов и тоналит-трондьемитов.

Со среднего карбона начался предорогенный этап в развитии Южно-Тянь-Шаньской области. Он характеризовался формированием морских моласс в вулканических трогах и внедрением габбро-граносиенитовой и диоритовой формаций на остальной территории, сменившихся в позднекаменноугольное время гранитоидными формациями орогенного этапа. Дайки щелочных габброидов и базальтоидов пермского возраста внедрялись по глубинным разломам в результате активизации Южно-Тянь-Шаньской складчатой области.

Из изложенного видно, что развитие Южно-Тянь-Шаньской складчатой области протекало в основном в рамках всей палеозойской эры и выразилось в формировании строго определенных осадочных и магматических формаций, характеризующих конкретные этапы тектономагматического цикла.

Важной особенностью предлагаемого районирования является выделение глубинных разломов в самостоятельные тектонические единицы.

Такой подход не является новым. Так, В. Е. Хаин (1960) рассматривает геосинклинальные подвижные пояса, разграничивающие материки и океаны или различные материки как более или менее широкие планетарные зоны дробления. Р. Г. Иванов предлагает считать геосинклинальные пояса зонами дробления первого порядка и блоками второго; то же относится к структурам второго и третьего порядка. Аналогичное понимание, только для систем разломов первого порядка, находим и в работе

Рис. 17. Стратиграфические колонки палеозойских выходов.

Подзоны: (цифры на рис.):
Букантау-Северо-Нуратинская (*1* — Северный Букантау; *2* — Северный Нуратау; Ахмеджанов и др., 1967); Северо-Тамдынско-Нуратинская (*3* — Северный Тамдытау; Сабдюшев, Абрамович, 1969); Ауминзатау-Туркестанская (*4* — Южный Тамдытау; Лощинин и др., 1969; *5* — Ауминзатау; срединный массив, Ахмеджанов и др., 1967; *6* — Южный Нуратау; Рыскина, Мазаненко, 1969: миогеосинклинальный прогиб). Султануиздаг-Зарафшанская (7 — Кульджуктау, Айсанов, 1969).

1 — амфиболиты, амфиболовые и празинитовые сланцы; *2* — доломиты; *3* — известняки; *4* — сланцы; *5* — кремни, кварциты, кремнистые сланцы; *6* — песчаники; *7* — алевролиты; *8* — конгломераты; *9* — вулканогенные породы основного и среднего состава; *10* — вулканогенные породы кислого состава; *11* — азимутальное и угловое несогласие; *12* — перерыв в осадконакоплении; *13* — тектоническое несогласие; *14* — скрытое несогласие.

М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, Р. Г. Иванова и др. (1969). Учитывая несопоставимость порядков структур вышеупомянутых исследователей с нашими (так, наши разломы первого порядка в таблице типов и соразмерности тектонических структур М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, Р. Г. Иванова и др. (1969) имеют третий порядок), попытаемся на конкретном примере показать правомерность нашего районирования.

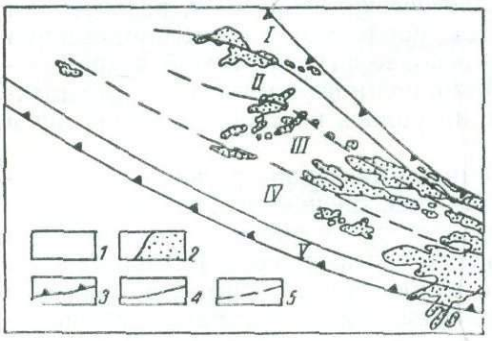


Рис. 8. Схема тектонического районирования западной части Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы (по А. А. Кустарниковой, 1970)

1 – мезокайнозойские отложения; *2* – выходы палеозоя на дневную поверхность; *3* – границы геосинклинальной системы; *4* – границы зон; *5* – границы подзон. Цифры на рис. *I* – северный герцинский вулкано-плутонический пояс (Букантау-Северо-Нуратинская подзона); *II* – эвгеосинклинальный прогиб (Северо-Тамдынско-Нуратинская подзона); *III* – миогеосинклинальный прогиб и срединный массив (Ауминзатау-Туркестанская подзона); *IV* – эвгеосинклинальный прогиб (Султануиздаг-Зарафшанская подзона); *V* – южный герцинский вулкано-плутонический пояс (Бухарская подзона).

В рассматриваемой нами Южно-Тянь-Шаньской складчатой области выделяется пять подзон: Букантау-Северо-Нуратинская, Северо-Тамдынско-Нуратинская, Ауминзатау-Туркестанская, Султануиздаг-Зарафшанская и Бухарская, простирающиеся взаимнопараллельно и субширотно (рис. 18). Из них первая и последняя представляют собой систему глубинных разломов, ограничивающих с севера геосинклинальную зону, и имеют специфичное развитие, отличное от остальной части складчатой области (табл. 27).

Букантау-Северо-Нуратинская подзона представляет собой серию глубинных разломов, простирающихся от восточного окончания Южной Ферганы до Букантау.

Ее обособление началось в раннем карбоне с формирования спилито-диабазовой формации, фиксирующейся в горах Букантау и Северном Нуратау. Интрузивные образования более молодые, чем вулканогенные, и представлены перидотитовой, пикритовой, тоналит-трондьемитовой формациями. Завершают магматизм этой подзоны дайки субщелочных габброидов поздней перми. Эта подзона ограничивает с севера Северо-Тамдынско-Нуратинскую подзону, заложение которой относится к раннему палеозою. Кембрийские спилиты и диабазы известны на юге Букантау (коксайская свита) и на севере Тамдытау.

В силуре и раннем девоне здесь же формировалась андезит-альбитофировая формация. Обе вышеупомянутые вулканогенные формации базальтоидные и относятся к натриевой серии. Первая из них — недифференцированная, а вторая — последовательно дифференцированная.

Интрузивный магматизм сводится к внедрению габброидов и гипербазитов, образующих при этом перидотитовую, габбро-плагиогранитовую и габбро-пироксенитовую формации.

В совокупности вулканогенные и интрузивные формации составляют офиолитовый ряд, свойственный собственно геосинклинальному этапу развития. Последующие магматические формации — диоритовая и гранитоидная обусловлены соответственно предорогенным и орогенным этапами развития складчатой области.

Примыкающая к Северо-Тамдынско-Нуратинской с юга Ауминзатау-Туркестанская подзона вытянута также, как и две предыдущие, в субширотном направлении. Она занимает наибольшую

Таблица 27

Схема развития магматизма в западной части Южного Тянь-Шаня

геотектонический режим		геологический возраст	Палеозойская Южно-Тянь-Шаньская складчатая область				
			северный герцинский вулканический пояс (зона разломов)	Каледонская геосинклинальная зона			южный герцинский вулканический пояс (зона разломов)
				эвгеосинклинали	срединный массив и миогеосинклиналь	эвгеосинклинали	
			Букантау-Северо-Нуратинская подзона	Северо-Тамдынско-Нуратинская подзона	Ауминзатау-Туркестанская подзона	Султануиздаг-Зарафшанская подзона	Бухарская подзона
			магматические формации				
Палеозойский тектоно-магматический цикл	Постконсолидац. активизация	P_2	Щелочных габброидов			Щелочных габброидов *и нефелиновых сиенитов*	Трахибазальт-*трахидацитовая*
	Орогенный этап	P_1 C_3	Гранитоидные				
	Предорогенный этап	C_2	Пикритовая, тоналит-*трондьемитовая*	Диоритовая	Монцонит-граносиенитовая, диоритовая	Диоритовая	Плагиогранитовая Габброидная Спилито-диабазовая
	Собственно-геосинклинальный этап	C_1	Перидотитовая, спилито-диабазовая	Габбро-пироксенитовая, габбро-плагиогранитовая		Габбро-пироксенитовая, *габбро-плагиогранитовая*	
		D_3		Перидотитовая		Перидотитовая	
		D_2				Андезит-альбитофировая	
		D_1				Спилито-диабазовая	
		S_2		Андезит-альбитофировая			
		S_1		Спилито-диабазовая			
		O_3				Диабаз-кварц-кератофировая	
		O_2					
		O_1					
		Cm_3					
		Cm_2		*Спилито-диабазовая*			
		Cm_1					

площадь, однако степень обнаженности палеозоя здесь невелика. Подзона представляет собой изолированные друг от друга глубоко эродированные участки. Однако даже это не мешает заметить отличие ее от примыкающих с юга и севера подзон. В палеозое здесь вулканизм отсутствовал совершенно, а аподиабазовые порфириты Ауминзатау являются докембрийскими.

В восточной части Ауминзатау-Туркестанской подзоны четко вырисовывается общая тенденция к формированию осадочных формаций в раннем палеозое (миогеосинклиналь), тогда как с кембрия по силур в западной части ее существовал срединный массив (колонки 4,5), с которого происходил снос материала (см. рис. 17, колонка). Эти особенности тектонического развития влияли на общий характер магматизма подзоны таким образом, что в предорогенный этап по периферии срединного массива сформировалась монцонит-граносиенитовая формация, а в миогеосинклинали — диоритовая.

Следующая к югу Султануиздаг-Зарафшанская подзона представляет собой систему субширотно простирающихся разломов, разделяющих Ауминзатау-Туркестанскую и Бухарскую подзоны. Обособляя регионы с различным характером магматизма, она в свою очередь обладает столь специфичными его чертами, что выделение ее в самостоятельную подзону еще более правомерно. Подтверждением этого служит выделение здесь И. Х. Хамрабаевым, А. Мусаевым, Г. Г. Лихойдовым, В. В. Барановым (1964) Зирабулак-Кульджуктауского пояса основных и ультраосновных пород. По мнению этих исследователей, пояса базитов и гипербазитов протягиваются вдоль зон региональных нарушений (глубинных разломов) субширотного простирания. В плане они приурочены к границам участков различной мобильности и соответствует зонам минимальной глубины залегания базальтового слоя. Однако эту подзону отличает не только присутствие базитов и гипербазитов. Наличие спилито-диабазовой и андезит-альбитофировой формаций среднего палеозоя делает ее сходной с Северо-Тамдынско-Нуратинской подзоной, а присутствие гарцбургитов, нефелиновых сиенитов и щелочных габброидов придает ей специфичный, неповторимый облик. Обособилась эта подзона не позднее ордовика, в котором уже фиксируется вулканизм (диабаз-кварц-кератофировая формация Каратюбе).

Чрезвычайно важно в связи с этим однозначное определение возраста киттармайской вулканогенной свиты, которую Ю. А. Лихачев, В. С. Владимирский и др. (1963) отнесли к нижнему палеозою, М .А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. А. Фузайлов (1967) — предположительно к докембрию, а В. С. Корсаков (1968) — к верхнему лудлову — нижнему девону (?). Поздний силур-раннедевонский возраст ее принимается и в работе В. С. Корсакова, И. А. Пяновской, К. К. Пяткова, Ю. К. Быковского (1969), посвященной литологической характеристике и стратиграфическому положению этой свиты в Зиаэтдинских горах. Изложенные в ней факты подтверждают правильность отнесения нами киттармайской свиты к Султануиздаг-Зарафшанской подзоне, которая по характеру и времени вулканизма отличается от примыкающих к ней с севера и юга подзон.

Однако независимо от этого уже с позднего ордовика совершенно очевидна специфичность развития магматизма в этой подзоне по сравнению с магматизмом примыкающих к ней с севера Ауминзатау-Туркестанской и с юга — Бухарской подзон.

Итак, в Султануиздаг-Зарафшанской подзоне разрез начинается с ордовикских отложений, которые вместе с синхронной им диабаз-кварц-кератофировой формацией не имеют аналога в других подзонах. Именно

контрастно дифференцированный базальтоидный вулканизм в калий-натровом варианте с сопровождающей его марганцевой минерализацией определяет специфичность вулканизма этой подзоны.

О характере магматизма Бухарской подзоны, полностью погруженной под мезокайнозойскими осадками, можно судить по данным геофизических исследований (Таль-Вирский, 1962) и глубокого бурения. Изучение кернов позволило Х. Узакову (1968) сделать вывод о развитии в Бухарской подзоне кристаллических сланцев силура, карбонатных пород девона, эффузивно-пирокластических образований нижнего карбона и терригенных — среднего. Они прорваны верхнекарбон-нижнепермскими интрузиями и перекрыты вулканогенно-осадочными породами пермского возраста. По мнению Х. Узакова, эффузивно-пирокластические породы идентичны эффузивной формации нижнего карбона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов, а Бухарская подзона является западным продолжением Гиссарской структурно-фациальной подзоны.

В связи с этим представляет интерес работа А. В. Покровского (1963) «О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара», в которой обосновывается наличие узкой (3—5 км) зоны, сочленяющей две структурно-тектонические области (Южно-Гиссарская подвижная зона и Гиссарский срединный массив) и продолжающейся на запад под молодыми отложениями Кашкадарьинской депрессии. К этой зоне приурочены подводные излияния спилитов и интрузии гипербазитов.

По нашему мнению, границы зоны разлома должны быть расширены за счет площадей развития кислых вулканитов, после чего оставшаяся часть Южно-Гиссарской подвижной зоны по характеру магматизма отождествится с Султануиздаг-Зарафшанской подзоной, а краевой глубинный разлом Юго-Западного Гиссара, продолжаясь на запад (Бухарская подзона), получит тот наивысший порядок, который имеет Мангышлакско-Южно-Тянь-Шаньский разлом (Ахмеджанов, Борисов, 1968).

На основании вышеизложенного можно отметить:

1) полициклический характер развития рассматриваемой территории;

2) формирование в течение допалеозойского тектоно-магматического цикла структурной поверхности, на которой заложилась каледонская геосинклиналь;

3) развитие геосинклинали от кембрия до девона в виде вулканических и безвулканических (эв- и многеосинклинальных) прогибов, обособивших Кызылкумский срединный массив;

4) проявление в позднем девоне — раннем карбоне квазиплатформенного этапа, характеризовавшегося повсеместным отложением известняков;

5) заложение по периферии рассматриваемой области герцинских вулканических поясов, трассирующих глубинные разломы на стыках различных и разновозрастных тектонических структур;

6) наличие в среднем карбоне предорогенного этапа, выразившегося в формировании диоритовой формации на месте бывших эв- и многеосинклиналей и монцонит-граносиенитовой в периферических зонах бывшего срединного массива;

7) одновременное и повсеместное проявление гранитоидных формаций орогенного этапа, отличающихся фациальностью (Хамрабаев, Далимов, Айзенштат, 1969), обусловленной внедрением магмы в разные тектонические структуры;

8) завершение магматической деятельности в Южно-Тянь-Шаньской складчатой области внедрением позднепалеозойских субщелочных габброидов в зоны глубинных разломов.

Глава II

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

В соответствии с приведенным во введении определением понятий в Западном Узбекистане выделяется три ряда магматических формаций, соответствующих собственно геосинклинальному этапу развития, предорогенному и орогенному. Для магматизма геосинклинальной зоны характерно отсутствие сопряженности вулканической и интрузивной деятельности во времени. Здесь всегда вулканизм предшествует внедрению интрузий. Однако несмотря на то, что состав магматических формаций изменяется от одной подзоны к другой, целесообразно описывать не ряды формаций в пределах подзон, а формации и входящие в них комплексы, свойственные всей зоне, так как это даст возможность выявить характерные черты той или иной формации, а кроме того, отдельные особенности входящих в нее комплексов.

Ниже описаны следующие вулканогенные формации: спилито-диабазовая, андезит-альбитофировая и диабаз-кварц-кератофировая, свойственные геосинклинальному этапу, и трахибазальт-трахидацитовая, сформировавшаяся в период активизации Южно-Тянь-Шаньской складчатой области (рис. 19).

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация фиксируется почти во всех выходах палеозоя на территории Западного Узбекистана. Входящие в нее спилиты и диабазы чередуются с известняками, а также с кремнистыми и песчано-сланцевыми породами, свидетельствующими о субмаринных условиях их образования. Эти вулканогенные породы отмечаются в разных периодах палеозойского разреза (см. рис. 17), что указывает на неодноактность[1] их формирования. Это обстоятельство обусловило выделение в спилито-диабазовой формации нескольких разновозрастных комплексов, которые описаны ниже в возрастной последовательности — от наиболее древних к молодым.

Протерозойский комплекс спилитов и диабазов. Протерозойским этот комплекс считается условно, так как еще достоверно не решен вопрос о возрасте осадочных пород, вмещающих эффузивы.

Речь идет об ауминзинской и кокпатасской свитах, первая из которых содержит в нижней части зеленокаменные породы, являющиеся продук-

[1] Не исключено, что разновозрастность некоторых спилитов и диабазов обусловлена недостаточно достоверным стратиграфическим расчленением вмещающих их пород.

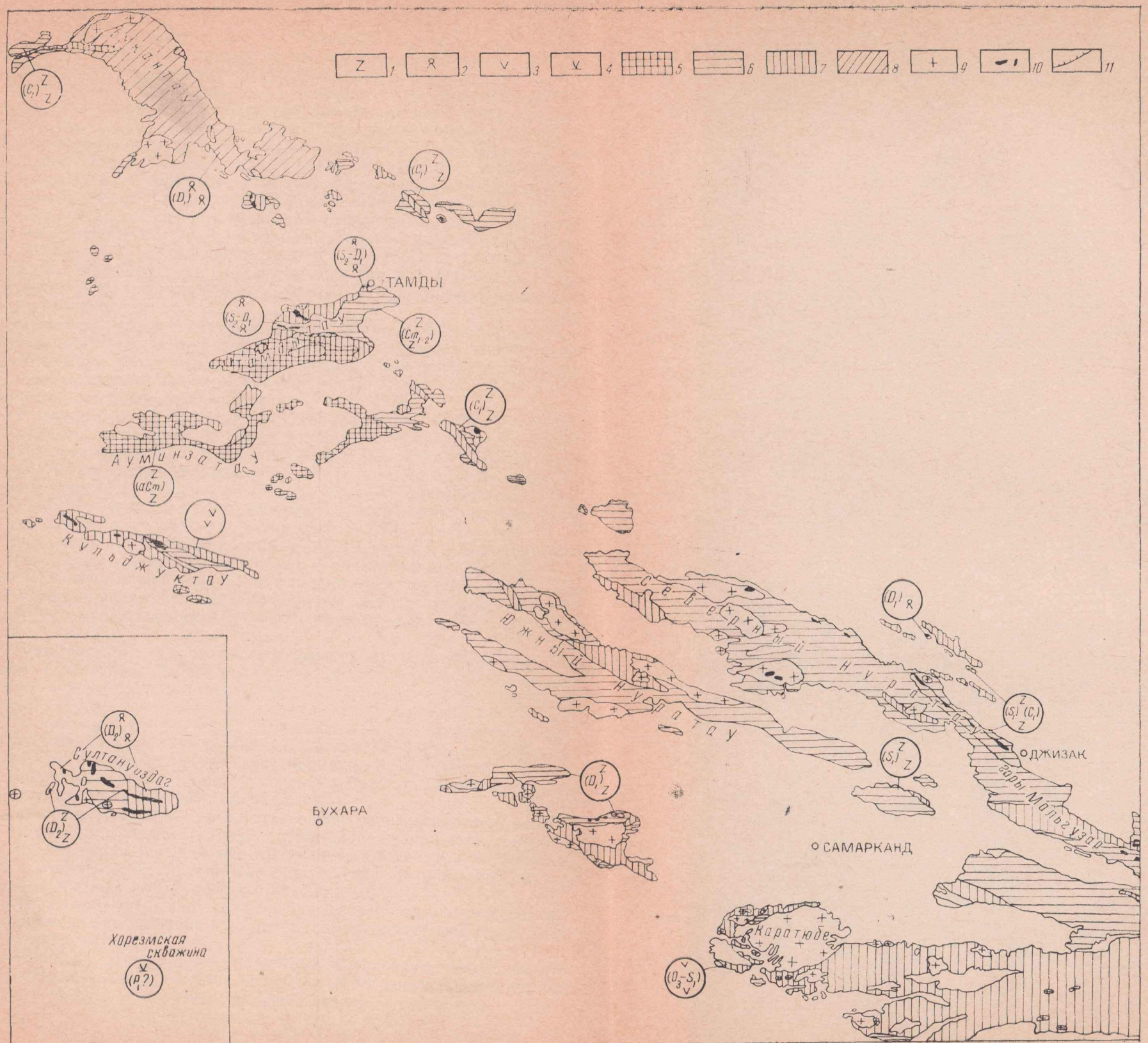


Рис. 19. Схема распространения вулканогенных формаций на территории Западного Узбекистана.

1 — спилито-диабазовая; *2* — андезито-альбитофировая; *3* — диабаз-кварц-кератофировая; *4* — трахибазальт-трахидацитовая; *5* — отложения aCm; *6* — Cm — D_2; *7* — D_3 — C_1; *8* — C_2 — P_1 (морская моласса); *9* — гранитоиды; 10 — базиты и гипербазиты; *11* — контуры палеозойского выхода.

том интенсивного изменения эффузивов основного состава. Вторая состоит из яшмовидных пород, кварцитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков и эффузивов основного состава.

По данным К. К. Пяткова и др. (1968), в районе горы Окжетпес к средней части кокпатасской свиты приурочена пятидесятиметровая пачка зелено-серых миндалекаменных спилитов и розовато-серых мелкозернистых туфопесчаников. Спилиты скрытокристаллические с миндалинами (до 1,5 *мм*) кварца. Сложены они мелкими, беспорядочно расположенными шестоватыми лейстами альбита, промежутки между которыми заполнены хлоритом, кальцитом и рудным минералом. Породы сильно карбонатизированы, хлоритизированы и ожелезнены. Ю. А. Лихачев и др. (1963) относят эти свиты к нерасчлененному нижнему палеозою, К. К. Пятков и др. (1968) также считают ауминзинскую свиту нижнепалеозойской, а кокпатасскую—среднекаменноугольной. Однако М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев (1967) доказали позднепротерозойский возраст кокпатасской свиты.

В работе «Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана» (Ахмеджанов и др., 1967) ауминзинская, кокпатасская и кумбулакская свиты описываются уже как докембрийские образования, а тасказганская, киттармайская и часть коксайской предположительно считаются докембрийскими.

По мнению В. П. Лощинина и О. Н. Халецкой (1969), отложения ауминзинской, тасказганской, зимбылтауской и бесапанской свит можно считать докембрийскими. Основанием для этого служит сильный метаморфизм пород, исключительная редкость и своеобразие органических остатков (озагии и строматолиты) и литолого-петрографические отличия от фаунистически охарактеризованных кембрийских, ордовикских и силурийских осадков смежных территорий.

Аналогами докембрийских отложений в Северном Тамдытау являются учкудукская и аккудукская свиты (Сабдюшев и др., 1969). Первая в значительной степени сложена амфиболитами и празинитовыми сланцами, которые, по мнению вышеупомянутых исследователей, являются сильно метаморфизованными вулканогенными породами основного состава.

Таким образом, все больше исследователей склоняются к мысли о наличии в Западном Узбекистане докембрийских отложений. Важным является определение типа этих осадков, так как по этому вопросу существует два противоположных мнения: Ю. А. Лихачев и др. (1963), К. К. Пятков и др. (1967), Ш. Ш. Сабдюшев и др. (1969) относят докембрийские осадки к типично геосинклинальным. М. А. Ахмеджанов и др. (1967) считают, что допалеозойские породы — кварцитовидная формация — формировались в условиях морских бассейнов на пенепленизированной поверхности древней платформы.

Для решения этого вопроса немаловажно определение типа и характера вулканизма. Однако сведений о древнейших вулканогенных породах зоны весьма мало. Тем не менее по наличию спилитов и яшмовидных пород в кокпатасской свите можно судить о геосинклинальной природе некоторой части и докембрийских отложений.

Следовательно, однозначное решение вышеуказанных вопросов имеет принципиальное значение и является, по-видимому, предметом специальных исследований.

Резюмируя данные о докембрийском вулканизме, можно сказать, что его следы фиксируются там, где обнажаются древнейшие отложения региона — в Ауминзатау-Туркестанской подзоне.

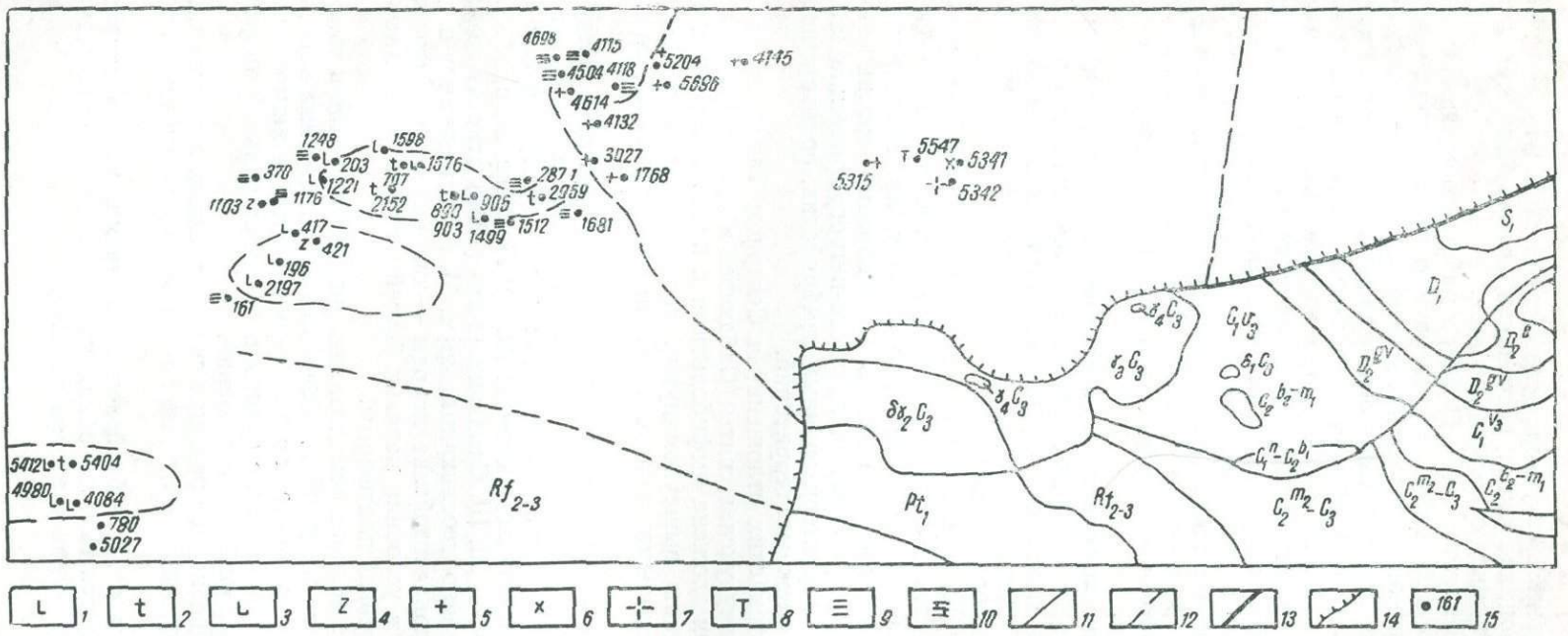


Рис. 20. Схема распространения спилито-диабазовой формации в северо-западной части Тамдытау (составлена А. А. Кустарниковой и Х. Р. Рахматуллаевым по материалам скважин, 1969 г.).

1 — спилит; *2* — вариолит; *3* — вулканическое стекло основного состава; *4* — диабазы; *5* — гранит; *6* — гранит-порфир; *7* — гранофир; *8* — диоритовый порфирит; *9* — песчаники и сланцы; *10* — известняки; *11* — границы пород, обнажающиеся на дневной поверхности; *12* — границы пород, предполагаемые; *13* — тектонические нарушения; *14* — выход палеозоя на дневную поверхность; *15* — номера скважин. На рисунке: Rf_{2-3} — амфиболиты и кристаллические сланцы, кремнистые породы, доломиты, известняки (тасказганская свита), Pt_1 — конгломерато-песчаниковая толща, $S_1 - D_1$ — известняки и доломиты; $C_1 - C_2$ — кремнисто-терригенная толща; C_2 — известняки с бокситами; $C_2 - C_3$ — песчано-сланцевая толща (кынгырская свита).

Сильный метаморфизм пород и отсутствие специальных исследований не позволяют говорить о типе и особенностях докембрийского вулканизма, и протерозойский комплекс выделяется условно.

Кембрийский комплекс спилитов и диабазов. Этот комплекс развит только в Северном Тамдытау. Вопрос о возрасте эффузивов и здесь остается спорным. Так, Ш. Ш. Сабдюшев, Б. В. Яскович, И. А. Поникленко и др. (1969) объединяют все вулканиты этого района в елемесащинскую свиту, датируемую нижним — средним кембрием. К. К. Пятков, Ю. К. Быковский, А. Ф. Енчикова (1968) выделяют здесь эффузивные образования лудловского возраста (кынгырская свита) и позднесилурийско-раннедевонского (балпантауская свита). М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др. (1967) балпантаускую вулканогенную свиту датируют поздним лудловом, выделяя, кроме того, в бассейне оврага Джерой продукты вулканизма каменноугольного возраста (1969).

Мы считаем наиболее правильным включить в этот комплекс вулканогенные породы преимущественно основного состава (спилиты, диабазы), не ассоциирующие в пространстве с более кислыми разностями. В понимании Ш. Ш. Сабдюшева и др. (1969) — это средняя подсвита елемесащинской свиты, развитая в горах Балпантау. На западе Тамдынских гор описываемый комплекс фиксируется лишь скважинами (рис. 20).

По данным Ш. Ш. Сабдюшева и др. (1969), разрезы этой подсвиты отличаются непостоянством мощности и соотношением фаций. Выполняя Елемесащинскую и Кумкудукскую синклинали, на севере Балпантау они имеют мощность 100 *м*, а на юге — 800—900 *м*. В районе колодца Елемесащи мощность подсвиты 450 *м*. По Ш. Ш. Сабдюшеву и др. (1969), в горах Балпантау пирокласты составляют 70—75% общего объема вулканитов подсвиты, а в районе оврага Джерой — всего 20—25%. Они представлены туфогравелитами и туфоконгломератами, состоящими из обломков кремней, спилитов, порфиритов и диабазов, сцементированных туфовым материалом.

Эффузивная фация представлена спилитами, диабазами и вариолитами.

Спилиты зеленого и серовато-зеленого цвета с многочисленными миндалинами, выполненными хлоритом, эпидотом, карбонатом. Они характеризуются довольно разнообразными структурами: порфировой с гиалопилитовой структурой основной массы, апоинтерсертальной, пилотакситовой, микролитовой. Порода как в фенокристаллах, так и в основной массе состоит из альбита (№ 3 $\perp$ (010), $2V = +79°$), вулканического стекла или продуктов его разложения (чаще всего представленных хлоритом) и рудного минерала. Нередки включения вулканических бомб диаметром 3—5 *см*.

Диабазовые порфириты темно-зеленые, серо-зеленые, массивного сложения, в отдельных участках с обильными включениями вулканических бомб. Нередко наблюдается миндалекаменная текстура. Они имеют порфировидную структуру с микродолеритовой основной массой, состоящей из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза (№ 30, $\perp$ RS), микроскопических зернышек пироксена, рудного минерала и замещенного мелкочешуйчатым хлоритом стекла. Фенокристаллы представлены нацело серицитизированным плагиоклазом и пироксеном (*с* $Ng = 39°, 2V = +54°$).

Вариолиты обнаружены нами только в скважинах (1503/ч, 5404/ч-2, 1598/ч-2) на западе Тамдытау. Они имеют вариолитовую и миндалекаменную текстуру. Состоят из радиальноволокнистых масс, петельчатых пучков плагиоклаза и, возможно, пироксена, погруженных в вулканическое стекло, в котором наблюдаются микроскопические чешуйки хлорита.

Миндалины, не превышающие 0,5 *мм* в диаметре, кроме изометричной, имеют прямоугольную, рогульчатую и другие формы. Они выполнены хлоритом, карбонатом, альбитом и амфиболом.

В одной скважине (4980/ч) обнаружено пузырчатое вулканическое стекло с показателем преломления выше, чем у бальзама. С анализатором и без него в общей бурой массе наблюдаются поляризующие свет более светлые пятна, возникшие, по-видимому, вследствие частичной раскристаллизации стекла. Пузырьки выполнены хлоритом, карбонатом, анальцимом, альбитом. Особенно много встречается мельчайших чешуек хлорита, расположение которых свидетельствует о флюидальности породы.

В этих скважинах отмечаются также миндалекаменные диабазы и спилиты. Более кислые вулканиты отсутствуют.

Силурийский комплекс спилитов и диабазов. В Северо-Нуратинских горах породы комплекса представлены спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами в виде пачек и линз, переслаивающихся с песчано-сланцевыми отложениями венлока (Чехович, 1959). Они протягиваются полосой (1—2 *км* шириной) от Нурека на северо-запад до сел. Фариш. Мощность отдельных пачек и линз вулканогенных пород достигает 100—110 *м* (сел. Паскуча, южнее Янгикишлака). Возраст устанавливается однозначно по залеганию эффузивов в районе горы Нурек среди фаунистически охарактеризованных отложений венлока. Породы состоят из разложенного основного стекла, в котором находятся микролиты и лейсты альбитизированного плагиоклаза № 0—30 (до 65%), скопления хлорита (до 20%), зерна авгита (до 10—13%) и реже амфибола. Миндалины состоят из хлорита и карбоната.

В Южно-Нуратинских горах этот комплекс обнаружен в Каракчатау, где он, по данным Н. А. Мазаненко (1969), представлен спилитами и диабазами, обнажающимися на северных склонах гор среди терригенных осадков верхнеландоверийской буратбулакской свиты. Это массивные породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, иногда с порфировыми выделениями диопсида и плагиоклаза, составляющими не более 1—2% общего объема породы. Преобладающий размер зерен основной массы — 0,3 *мм*. Текстура часто миндалекаменная, а в единичных случаях — флюидальная.

Спилиты имеют апоинтерсертальную структуру и состоят из лейст альбита, образующих канву, промежутки которой выполнены хлоритом и рудным минералом. В мелких, ксеноморфной формы миндалинах находится хлорит и альбит.

У диабазов структура микродиабазовая. Промежутки каркаса, образованного плагиоклазом, выполнены пироксеном ($c:Ng=36°$, $2V=+50°$ (+)), хлоритом, кварцем и карбонатом. В породе до 0,5—1% ксеноморфных зерен рудного минерала, а также агрегатов зерен лейкоксена. Плагиоклаз в центральных частях лейст нацело серицитизирован, а по периферии — альбитизирован.

По трещинкам спайности пироксена часто развит серпентин, который наряду с кварцем и карбонатом выполняет также и миндалины.

Девонский спилито-диабазовый комплекс. Отмечается в Султануиздаге и Зирабулак-Зиаэтдинских горах.

В Султануиздаге к девонскому комплексу нами отнесены параамфиболиты, амфиболитизированные диабазы и спилиты каракудукской (по Шульцу, 1967) свиты[1], широко развитой на востоке гор в пределах

[1] В работе А. А. Кулеша и др. (1967) ей соответствует, по-видимому, бешмазарская свита.

Каратауской офиолитовой полосы в осевой части Менажатского синклинория. Мощность свиты 1100 *м*. На западе Султануиздага ей соответствует *выделенная нами из шейхджейлинской свиты толща*, представленная диабазовыми, андезитовыми и плагиоклазовыми порфиритами и спилитами с видимой мощностью 2750 *м*.

Основание толщи находится в Джумуртау, на восточном борту ближнего к Амударье глубокого, меридионально простирающегося сая, где вулканиты согласно залегают на битуминозных известняках. Верхнюю часть ее можно наблюдать на правобережье Амударьи, на северо-востоке и юго-западе возвышенности Куянчик, где спилиты и андезитовые порфириты с пропластками известняков и сургучных яшм перекрываются более молодыми конгломератами.

В упомянутой толще отчетливо выделяется нижняя 350-метровая пачка, сложенная диабазовыми порфиритами порфировой структуры, обусловленной наличием фенокристаллов пироксена, амфибола и соссюритизированного плагиоклаза. Основная масса нацело замещена хлоритом и эпидотом. На диабазовых порфиритах залегают андезитовые, также характеризующиеся порфировой структурой, но фенокристаллы их представлены исключительно плагиоклазами. Они катаклазированы, альбитизированы и в большинстве случаев ориентированы взаимопараллельно. Структура главной массы микролитовая. В ее составе плагиоклаз, амфибол и вторичные минералы (хлорит, эпидот, карбонат) развиты меньше, чем в диабазовых порфиритах.

Андезитовые порфириты чередуются с плагиоклазовыми порфиритами, спилитами и туфами. Туфы отмечаются в весьма ограниченном количестве, что отразилось на значении коэффициента эксплозивности, равном 20, что по А. Ритманну (1964), присуще богатым лавой типам вулканов.

В Зиаэтдинских горах породы описываемого комплекса также значительно распространены. Они объединены в катармайскую (верхний лудлов — нижний девон) свиту (мощность более 1500 *м*), в которой выделяются в виде двух мощных полос, прослеживающихся в центральной части одноименной гряды почти в широтном направлении. По данным В. С. Корсакова (1968), северная полоса протягивается от ручья Наврузали на восток более чем на 11 *км*, обнажаясь южнее карбонатной гряды Кызбиби. Вторая полоса длиной 5 *км* протягивается на 1 *км* южнее первой. Ширина полос в наиболее мощных сечениях соответственно 300 и 200 *м*.

По составу породы отвечают аподиабазовым порфиритам и их агломератовым туфам. Первые имеют порфировую структуру и миндалекаменную текстуру, часто с элементами флюидальности. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и пироксена. Между ними местами сохранились реликты раскристаллизованного стекла, по которому развиваются альбит, хлорит, серицит, карбонат, эпидот и рудное вещество. Во вкрапленниках присутствуют крупные кристаллы пироксена и реликты полевого шпата, замещенного агрегатами минералов хлоритовой группы. Нередко порфириты полностью изменены и превращены в амфиболиты и хлорит-карбонатные сланцы.

Агломератовые туфы базальтовых порфиритов наблюдаются в *северной полосе, в верховьях ручья Булямуш. Обломки в туфах имеют* форму от неправильно изометричной до удлиненно округлой, размеры 0,5 *м* и менее. Представлены они аподиабазовыми порфиритами, часто *отличающимися по структурам*. Цементирующее *обломки вещество* — мелкообломочный туф порфиритового состава.

Каменноугольный спилито-диабазовый комплекс. Этот комплекс

характерен для вулканических поясов, трассирующих зоны глубинных герцинских разломов и соответствующих Букантау-Северо-Нуратинской и Бухарской структурно-формационным подзонам. В первой спилиты и диабазы непосредственно прослеживаются на сотни километров, а во второй фиксируются скважинами.

В Северном Нуратау И. Х. Хамрабаев (1958) выделяет два участка распространения пород спилито-диабазового комплекса карбона.

Первый обнажается в юго-восточной части Писталитау и далее на запад прослежен вдоль южного склона гор буровыми скважинами и геофизическими (гравиметрическими) исследованиями. Мощность вулканогенной свиты здесь колеблется в пределах 1000—1500 *м*. Она сложена спилитами, порфиритами, диабазами, туфами и туфобрекчиями.

Второй участок — Ухумо-Синтабский — протягивается от Янгикишлака до кишл. Карараш. Породы здесь имеют видимую мощность около 1000 *м*, представлены миндалекаменными спилитами, диабазовыми порфиритами, их туфами. В низах толщи залегают авгитовые порфириты. Очень характерны бомбовые горизонты, шаровые лавы и пизолитовые туфы. Значительная часть этих пород подверглась интенсивной альбитизации и карбонатизации.

Возраст пород определяется П. Н. Подкопаевым как намюрский на том основании, что эффузивы в районе Писталитау располагаются в пределах площади распространения отложений нижнекаширского горизонта московского яруса среднего карбона. Вместе с тем, как указывают Н. А. Лосев, И. Х. Хамрабаев и др., имеются участки (междуречье Синтаб—Маджерум), где спилиты и их туфы лежат внутри среднекарбоновых отложений.

Среди пород этого комплекса наиболее распространены спилиты. Структура их с пилотакситовым или гиалопилитовым базисом. Миндалины (от 0,2 до 1 *мм* в поперечнике) заполнены зеленовато-желтым радиальнолучистым хлоритом и карбонатом. Базис породы сложен кислым плагиоклазом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, рудным минералом и реликтами вулканического стекла. Спилиты вблизи сел. Сарымсак налегают на известняки среднего девона, которые содержатся в нем в виде многочисленных ксенолитов. Эти породы Н. А. Лосев и др. считают своеобразным типом спилита, который активно взаимодействовал с захваченными обломками. По И. Х. Хамрабаеву (1958а), основной состав пород, а также текстурные особенности их (миндалины) связаны с попавшими в магму ксенолитами известняков.

Порфириты прорывают миндалекаменные спилиты и часто содержат их ксенолиты. Среди них различаются плагиоклазовые, авгитовые и диабазовые разности.

Плагиоклазовые разности имеют пилотакситовую, местами микропойкилитовую структуру и состоят из полевых шпатов, эпидота, апатита, циркона и рудного минерала.

Авгитовый порфирит с пилотакситовой основной массой. Фенокристаллы принадлежат основному плагиоклазу и авгиту. Базис породы состоит из микролитов плагиоклаза, авгита, слабо раскристаллизованного стекла, хлорита и рудного минерала.

Диабазовые порфириты сложены микролитами плагиоклаза, моноклинным пироксеном, хлоритом, рудным минералом и слабо раскристаллизованным стеклом. Фенокристаллы образованы зональным плагиоклазом. Структура породы порфировая, а основной массы — пилотакситовая.

Диабазы, значительно развитые у сел. Каттабагдан, обладают шаровой формой отдельности. Среди них встречаются разновидности

миндалекаменного сложения. Структура — диабазовая. Состав — зональный плагиоклаз, моноклинный пироксен, хлорит, эпидот и раскристаллизованное стекло.

Габбро-диабазы, отмеченные в нижнем течении Ухумсая, а также у сел. Каттабагдан, имеют полнокристаллическое строение, габбровую или офитовую структуру и состоят из основного плагиоклаза, амфибола, моноклинного пироксена и рудного минерала.

По данным И. Х. Хамрабаева, описанные диабазовые и авгитовые порфириты пространственно тесно связаны с покровными диабазами и имеют близкий с ними состав. Поэтому, возможно, многие дайки их *являются питающими каналами для диабазовых покровов.*

Лавобрекчия диабазовых порфиритов среднего течения Османсая может, по-видимому, рассматриваться как жерловая фация этой формации.

Туфы имеют литокристаллокластическую структуру. Состоят из обломков полевых шпатов, темноцветных минералов и реже эффузивов основного состава. Цементирующая масса глинисто-слюдисто-хлоритового состава с незначительной примесью микрозернистого карбоната. *Встречаются туфы довольно редко, преимущественно в нижней части* разреза вулканогенной формации, образуя горизонты мощностью 3—5 *м.*

Туфобрекчии состоят из остроугольных обломков (размером от нескольких миллиметров до 15 *см*) спилитов и диабазов, сцементированных пепловым или карбонатным материалом. Наблюдаются в виде редких прослоев мощностью до 1,7 *м.*

Толща намюрского яруса — нижнебашкирского подъяруса, содержащая вулканогенные образования основного состава, развита в горах Сангрунтау, Нура, Учбаш и Дарбаза (Быковский, Енчикова, 1968). Она с отчетливым угловым несогласием залегает на дислоцированных карбонатных породах позднего силура — раннего девона и с размывом перекрывается конгломератами нижнемосковского подъяруса.

В ее составе отмечаются туфогравелиты, мелкогалечные туфоконгломераты, которые сменяются миндалекаменными диабазами с многочисленными, часто ориентированными параллельно лейстами плагиоклаза среди нераскристаллизованной основной массы породы. Общее количество вулканитов в этой толще увеличивается в восток-северо-восточном направлении.

В Букантау спилито-диабазовый комплекс также довольно широко распространен и обнажается среди отложений турнейского, намюрского и московского ярусов[1] (Пятков, Быковский, Енчикова, 1968).

*Эффузивные образования в толще, условно относимой к турней*скому ярусу, известны в 3 *км* восточнее горы Кулкудук и в южной части горы Джетымтау II. В первой они образуют линзовидные залежи мелкокристаллических диабазов с редкими миндалинами и обломками доломитов, во второй представлены толщей переслаивающихся алевролитов, спилитов, диабазов и известняков.

Спилиты и диабазы серо-зеленые, тонкокристаллические, иногда миндалекаменные (миндалины до 6 *мм* в диаметре). Встречена здесь *и линзовидная залежь кластолав. Обломки в ней представлены плагио*клазовыми и диабазовыми порфиритами, спилитами и диабазами. В висячем боку залежи размер и количество кластического материала уменьшаются. Обломки в кластолаве округлой формы, неравномерно

---

[1] М. А. Ахмеджанов и др. (1967) относят их к ордовику на основании нахождения среди эффузивов линз карбонатов, содержащих ордовикскую фауну.

сгущены и ориентированы длинными осями по напластованию. Мощность залежи 20—50 *м*.

Вулканогенно-осадочные породы, условно отнесенные К. К. Пятковым и др. (1968) к нижненамюрскому подъярусу, известны в Букантау под названием кумбулакской свиты[1]. Северо-западнее сел. Кулкудук они представлены линзовидными залежами спилитов и диабазов с характерной чешуйчато-комковатой и миндалекаменной текстурой. Протяженность линз 30—40 *м*, мощность 5—7 *м*. По их мнению, в верхней части кумбулакской свиты количество прослоев и линз эффузивных пород увеличивается, и она постепенно переходит в тубабергенскую свиту ($C_1n—C_2b_1$), особенно широко развитую в северной части гор Букантау и Джетымтау II, где отчетливо устанавливается ее верхняя возрастная граница — позднебашкирский — раннемосковский подъярус (архарская свита). Среди пород этой свиты различаются диабазы, спилиты и диабазовые порфириты с многочисленными линзами кремнистых образований, яшм, известняков, доломитов и конгломератов.

Спилиты скрытокристаллические с хорошо выраженной флюидальностью, участками миндалекаменные. Миндалины величиной от 0,2 до 2 *мм*, ксеноморфной формы, выполнены крупнокристаллическим кальцитом и мелкочешуйчатым хлоритом. В целом порода сильно карбонатизирована, серицитизирована, эпидотизирована.

Диабазы также часто миндалекаменные. Состоят из лейст плагиоклаза, частично замещенного альбитом, хлоритом, эпидотом и эктинолитом. В промежутках наблюдается моноклинный пироксен, реже — амфибол и оливин, замещенный хлоритом.

Разногласия в вопросе о возрасте вулканогенных свит являются, с нашей точки зрения, результатом недостаточно детального изучения вулканитов этого района. Проведенное в 1966 г. исследование вулканогенных пород Букантау позволило нам схематично представить геологическое строение гор Тубаберген. В направлении с севера на юг они сложены тремя толщами: вулканогенно-кремнистой, песчано-сланцевой и известняковой, соприкасающимися по разломам. С точки зрения вулканизма нас интересует лишь первая. Территориально она охватывает площади, картируемые как кумбулакская и тубабергенская свиты, и с севера на юг грубо разделяется на три пачки: кремнисто-сланцевую; кремнистые и зеленокаменные породы и известняки и конгломераты. Не исключено, что каждая из этих пачек представляет разновозрастные свиты, так как северная из них по степени метаморфизма относится М. А. Ахмеджановым и др. (1967) к докембрию (кумбулакская свита), средняя (тубабергенская свита), по определению Р. Н. Абдуллаева (1967), содержит фауну ордовика, а в многочисленных линзах известняков южной пачки К. К. Пятковым и др. (1968) собраны органические остатки, характеризующие намюр-раннебашкирский возраст.

В настоящее время трудно говорить о вулканогенной природе всей толщи или отдельных ее пачек, так как она вся интенсивно пронизана межпластовыми телами диабазов. Намечается по крайней мере три разновозрастных импульса внедрения диабазов, имеющих интрузивные контакты как с вмещающей их толщей, так и между собой. Прорывание зеленокаменных сланцев темно-зелеными диабазами первого импульса можно наблюдать в среднем течении большого меридионального сая на северо-восточной оконечности гор Тубаберген. Южнее, в русле этого же сая, упомянутые диабазы прорываются бурыми, а в верховье сая Кара-

[1] Как указывалось выше, М. А. Ахмеджанов и др. (1967) кумбулакскую свиту относят условно к докембрию.

булак бурые диабазы вновь прорываются темно-зелеными. Интрузивные взаимоотношения пород не вызывают сомнения. Об этом свидетельствует присутствие ксенолитов и зон закала. Мощность и количество межпластовых тел диабазов увеличиваются с севера на юг и с запада на восток, так что в бассейнах саев Карабулак—Кулкудук они имеют вместе с вмещающими породами вид слоеного пирога, в котором известняки и кремнистые сланцы нередко сохраняются лишь в виде небольших линз и блоков. Мощность тел диабазов от одного метра до десятков.

Диабазы имеют миндалекаменную текстуру и часто комковатое сложение, что внешне приближает их к спилитам. Они распространены только в вулканогенно-кремнистой толще, сохраняя при этом и присущие ей элементы залегания. Поэтому на западе (сай Карабулак) диабазы преимущественно падают на юг. В той части разреза верхней пачки, где сланцы, известняки и конгломераты падают на север, в сае Карабулак диабазы не обнаружены.

В устье сая Кулкудук породы преимущественно падают на север и поэтому диабазы, обнажающиеся за разломом, разделяющим вулканогенно-кремнистую и песчано-сланцевую толщи, также падают на север. Осадочные породы представлены здесь конгломератами с прослоями известняков. Галька конгломератов менее окатанная, чем в сае Карабулак, но также состоит в основном из кремнистых пород и известняков. По направлению на север конгломераты все более приобретают облик брекчии и, наконец, сменяются туфобрекчией с угловатыми обломками, среди которых наряду с известняками и кремнием отмечаются и спилиты. Мощность пачки туфобрекчии 5 *м*. У подошвы размер обломков 10—15 *см* в поперечнике, а у кровли — 1 *см* и менее. На этой пачке (аз. пад. 10 $\angle$ 60°) с угловым несогласием залегают эффузивы (аз. пад. 10 $\angle$45°). Для подошвы эффузивов на ширину не более 0,5 *м* характерна миндалекаменная текстура, резко сменяющаяся плотной разностью порфиритов.

Видимая мощность эффузивов от подошвы до конгломератов архарской свиты 550 *м*. Следует отметить, что контакт эффузивов с архарской свитой тектонический, и в конгломератах этой свиты отсутствует галька вулканогенных пород. Это наводит на мысль о более древнем по сравнению с эффузивами возрасте архарской свиты.

В бассейне правого притока сая Кулкудук развиты кластолавы и вулканические брекчии, представляющие собой, по нашему мнению, жерловые аппараты.

Одно из таких тел названо нами условно некком. Оно имеет в плане овальную форму, вытянуто в широтном направлении, размеры его 30×15 *см*. Южный эндоконтакт представлен лавобрекчией порфиритов с обломками от 3 до 15 *см*. Ширина этой зоны 2 *м*. Остальная часть некка также состоит из лавобрекчии порфиритов, но обломки здесь достигают 0,5 *м* в поперечнике. И обломки, и цементирующая масса порфиритов имеют миндалекаменную текстуру. Отмечается крутое (под 80°) падение этого тела на север. Контакт с вмещающими сланцами интрузивный.

В бассейне сая Кулкудук диабазы бурой окраски не встречаются.

Таким образом, на западе гор Тубаберген вулканиты представлены наиболее глубинными фациями—субвулканическими межпластовыми телами диабазов. В бассейне сая Кулкудук и его притоков отмечаются более приповерхностные и наземные фации (жерловая, эффузивная и пирокластическая) вулканитов, по-видимому, самого позднего импульса.

Ниже дается их петрографическое описание.

Межпластовые тела диабазов имеют интерсертальную структуру и трахитоидную текстуру. Они состоят из тонких лейст плагиоклаза со

средней длиной 0,5 *мм*. Наиболее крупные (до 1 *мм*) и довольно редкие таблички его играют роль микрофенокристаллов. Интерстиции между плагиоклазами заполнены хлоритом, бурым вулканическим стеклом и рудным минералом, который, кроме ксеноморфных зерен, образует ромбы, достигающие 1 *мм* в поперечнике. Нередко рудный минерал обволакивается пленкой лейкоксена.

Среди межпластовых тел имеются и диабазы с диабазовой и долеритовой структурой и миндалекаменной текстурой. Они, как правило, в значительной степени подвергались вторичным изменениям: хлоритизации, карбонатизации, соссюритизации.

Обращает на себя внимание обилие рудного минерала и лейкоксена. Из других акцессориев отмечен лишь апатит в виде тонких иголочек, включенных в фенокристаллы плагиоклаза.

Покровная фация представлена спилитами и диабазовыми порфиритами, как порфировыми, так и афировыми их разностями. Для многих характерна миндалекаменная текстура. Структура — апоинтерсертальная, спилитовая, витрофиро-микролитовая и др. Состоит из плагиоклаза, в разной степени замещенного альбитом, темноцветных, нацело замещенных хлоритом, карбонатом и серпентинитом, и в разной степени индивидуализированного и разложенного вулканического стекла.

Лавобрекчии представлены остроугольными обломками диабазовых порфиритов с разными структурами и стеклом, сцементированным порфиритом с микролитовой структурой или нераскристаллизованным вулканическим стеклом.

Как указывалось выше, породы этого комплекса обнаружены скважинами и в Бухарской подзоне. По данным Х. Узакова и др. (1968), они вскрыты на площадях Акджар и Шурчи, сложены диабазовыми порфиритами.

Тонкозернистые, скрытокристаллические, сильно измененные и раздробленные породы с прожилками кварца и вкрапленниками пирита имеют микродиабазовую структуру. Основная масса состоит из лейст альбитизированного, серицитизированного и карбонатизированного плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены бледно-зеленым хлоритом и равномерно рассеянным агрегатным лейкоксеном. Фенокристаллы единичны, плохо выражены и представлены измененными темноцветными минералами (0,3—0,6 *мм*).

Вышеупомянутые исследователи отождествляют эти породы со сходной по составу эффузивной формацией нижнего карбона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов.

АНДЕЗИТ-АЛЬБИТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Свойственна эвгеосинклинальным прогибам, где вместе со спилито-диабазовой, перидотитовой и габбро-диабаз-плагиогранитовой образует специфичный офиолитовый ряд. Поэтому она развита в Северо-Тамдынско-Нуратинской и Султануиздаг-Зарафшанской подзонах, а также, судя по нахождению в скважине на площади Даутепа туфов андезитовых порфиритов[1], вероятно, и в Бухарской подзоне, где туфы андезитовых порфиритов имеют темно-серый цвет. Они сильно изменены вторичными процессами, особенно карбонатизацией. Однако первичная, литокристаллокластическая, структура породы наблюдается отчетливо. Обломки в туфе представлены плагиоклазом и породой с тонкомикро-

[1] Х. Узаков и др. (1968) отождествляют эти породы с эффузивной формацией нижнего карбона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов.

литовой структурой основной массы. Плагиоклазы часто альбитизированы. В породе наблюдается вкрапленность рудных минералов (Узаков и др., 1968).

Особенно широко андезит-альбитофировая формация развита в горах Султануиздаг и Тамдытау.

Девонский андезит-альбитофировый комплекс. В Султануиздаге описываемая формация представлена эффузивной, пирокластической и субвулканической фациями, широко распространенными главным образом на западе гор, где она носит название шейхджейлинской свиты. Кроме гор Каратау, ею сложены возвышенности Куянчик и Зенгибобо. В центральной части Султануиздага — это джамансайская свита, фациально замещающаяся далее на восток коксайской (в понимании А. А. Кулеша и др., 1967).

Наиболее полный разрез пород описываемой формации представлен в Каратау (Шейхджейли) и в Зенгибобо. В Каратау наблюдаются лишь реликты синклинальной структуры, осложненной перемещениями отдельных блоков. Так, по большому разлому, проходящему в центральной части возвышенности Каратау, соприкасаются два блока, простирания пород в которых составляют угол 10—20° (западный блок—аз. пад. 60—70° ∠ 60—80°, восточный блок — аз. пад. 240—250° ∠ 60—80°). Кроме того, здесь, по-видимому, происходили перемещения и в вертикальной плоскости, так как не наблюдается повторения пород, типичного для складок. В разломе и зонах, примыкающих к нему, интенсивно развиты субвулканические и жерловые фации вулканитов, а также породы более молодой, чем вулканиты, габбро-диабазо-плагиогранитовой формации.

В Зенгибобо синклинальная складка фиксируется в западной оконечности возвышенности. Она выполнена наиболее кислыми разностями пород этой формации — туфами плагиоклазовых порфиров с включениями вулканических бомб, которые на выветрелой поверхности часто не сохраняются, оставляя лишь углубления разных размеров и густоты.

В Каратау среди таких пород отмечен бомбовый горизонт мощностью 20 *м*. Бомбы имеют овальную форму и скорлуповатое строение Размеры их от 5 до 50 *см*. Бомбы и цементирующий их материал состоят из плагиоклазового порфирита.

Подобные текстуры пород обычно указывают на близость жерловых аппаратов, располагающихся в зонах долгоживущих тектонических разломов и вследствие этого часто замаскированных более молодыми интрузиями.

Однако уже само наличие интрузии среди эффузивных и пирокластических пород затрудняет выявление жерловых фаций, которые отмечаются еще и на северо-востоке Зенгибобо.

В центральной части и на востоке Султануиздага эффузивные и пирокластические фации этой формации развиты значительно меньше. Это обусловлено, по-видимому, не только затуханием вулканической деятельности в восточном направлении, а также более низким здесь уровнем эрозионного среза. Субвулканические образования, представленные дайками и межпластовыми телами кварцевых альбитофиров, располагаются среди пород спилито-диабазовой и перидотитовой формаций, что указывает на пространственную сопряженность с офиолитами, локализующимися в зоне глубинного разлома.

Грубый подсчет соотношения продуктов разных фаций дает следующие цифры: пирокласты составляют 60% общего объема вулканитов, лавы — 20, субвулканические образования — 13, туффиты — 7%. Коэф-

фициент эксплозивности равен 60, что, по А. Ритманну (1964), отвечает нормальному типу вулкана.

Ниже приводится петрографическое описание пород разных фаций.

Наиболее развиты литокристаллокластические туфы плагиоклазовых порфиритов. Они состоят из обломков плагиоклазов и плагиоклазовых порфиритов, сцементированных хлорит-эпидот-карбонат-альбитовым агрегатом. Вторичные изменения их иногда настолько велики, что о вулканогенной природе можно судить лишь по редким реликтам. Агломератовые плагиопорфириты имеют порфировую структуру с микролитовой и микрофельзитовой структурами основной массы. Текстура флюидальная. Порода состоит из спекшихся обломков плагиопорфирита, вытянутых взаимнопараллельно. Вдоль границ их соприкосновения часто концентрируется рудная пыль. Кроме того, обломки различаются по степени хлоритизации. Фенокристаллы представлены только альбитизированным плагиоклазом.

Обломки пород порфирита иногда достигают 10 *см* и цементируются порфиритом же, образуя туфолавы и лавобрекчии.

Андезитовые порфириты с порфировой криптокристаллической или микролитовой структурой иногда с миндалекаменной текстурой. Фенокристаллы состоят из андезина (№ 33—34; $\frac{\perp 100}{(010)}$); $2V = 80°$ до — 84°) и амфибола. По ним развиваются серицит, хлорит, эпидот. Полевошпатовая главная масса в различной степени замещена хлоритом и эпидотом, а иногда и вторичным амфиболом.

Плагиоклазовые порфириты отличаются от вышеописанной разности в основном лишь отсутствием амфибола.

Наиболее же основными и редко встречающимися среди пород этой формации являются андезито-диабазовые порфириты. Структура их гиалопилитовая, порфировая. В порфировых выделениях отмечаются соссюритизированный плагиоклаз и значительно реже пироксен.

Главная же масса состоит из микролитов плагиоклаза и замещенного хлоритом и эпидотом вулканического стекла.

Дацит-порфиры являются наиболее кислыми членами эффузивной фации. Структура их порфировая с микрофельзитовой основной массой. Фенокристаллы образованы плагиоклазом, амфиболом и кварцем. При этом два первых минерала нацело замещены хлоритом, эпидотом, серицитом и карбонатом. Эти же минералы развиваются и в плохо индивидуализированной кварц-полевошпатовой массе.

Плагиофиры, альбитофиры и кварцсодержащие альбитофиры представляют собой межпластовые субвулканические образования мощностью от одного до нескольких десятков метров. Чаще всего они располагаются в зонах разломов и прилегающих к ним частей, образуя участки типа «слоеного пирога».

В зальбандах тел — это плотные светло-зеленовато-серые стекловатые породы, не отличимые от эффузивов. В центральных же частях тел в зависимости от их мощности структура порфировая или порфировидная с фельзитовой, микролитовой, аллотриоморфнозернистой или интерсертальной структурами главной массы. И фенокристаллы, и основная масса сложены исключительно альбитом и кварцем, но в разных количественных соотношениях. Для этих пород весьма характерна катаклазированность. Из вторичных минералов интенсивно развит серицит, более поздний, чем хлорит, эпидот и карбонат. Эти породы по структуре и составу сходны с плагиогранитами более молодой габбро-диабазо-плагиогранитовой формации. Локализуясь с ними в одних

тектонических структурах, они образуют единый офиолитовый ряд формаций.

В Тамдынских горах андезито-альбитофировая формация развита меньше, чем в Султануиздаге, но также достаточно широко. От Тамдыбулака на востоке до западного окончания гор в изолированных блоках палеозоя обнажаются породы этой формации. При этом наибольшая мощность вулканитов, особенно их эффузивной фации, наблюдается в Тамдыбулаке, где они представлены спилитами и порфиритами.

Структура спилитов апоинтерсертальная: беспорядочно расположенные лейсты альбита образуют канву, промежутки которой выполнены хлоритом. Участками обильны зерна магнетита. Для спилитов характерна миндалекаменная текстура. Миндалины обычно состоят из хлорита и карбоната. Нередко они имеют зональное строение. Периферия их сложена карбонатом, затем следует зона, состоящая из сферолитов кварцина, а вся оставшаяся часть выполнена хлоритом. Иногда периферическую зону образует кварцин, являющийся продуктом изменения опала, о чем свидетельствуют участки их совместного нахождения. Спилиты нередко содержат вулканические бомбы, достигающие 1 *м* в диаметре.

В отдельных участках эффузивы представлены андезитовыми порфиритами с порфировой структурой и микролитовой основной массой. В фенокристаллах наблюдается слегка серицитизированный или альбитизированный андезин и нацело замещенный хлоритом амфибол. Основная масса представлена тонким войлоком различно ориентированных микролитов плагиоклаза, погруженных в стекло. Довольно широко здесь развиты и туфолавы. Они состоят из обломков вулканогенных пород и значительно реже кварцитов, сцементированных нераскристаллизовавшимся стеклом. Инородными, по-видимому, являются и обломки кварца, имеющие остроугольные формы.

Псаммитовые, алевролитовые и пелитовые туффиты завершают разрез вулканогенных пород бассейна Тамдыбулак. Они состоят из остроугольных обломков кварца и плагиоклаза, а также чешуек мусковита и хлорита. Цементом служит пепел и пелитовый материал.

Породы с близким минералогическим составом имеются в бассейне саев Тамдыбулак, Тескудук, а также у подножья горы Тюменбай, где андезитовые порфириты имеют гиалопилитовую структуру основной массы, состоящую из лейст плагиоклаза и раскристаллизованного вулканического стекла. В фенокристаллах андезин (010, $2V = -86°$) в отдельных участках альбитизированный.

Для миндалекаменного спилита характерно отсутствие вкрапленников. Порода представлена только гипокристаллической основной массой с очень тонкими и сравнительно длинными лейстами альбита, беспорядочно расположенными среди базиса. Последний состоит из пылевидного агрегата рудного минерала и вулканического стекла.

На водоразделе саев Чарыкты—Учкудук отмечен слой лавобрекчии мощностью 1,5—1 *м*. Это неполяризующая свет стекловидная масса с показателем преломления, большим, чем у бальзама. При выключенном анализаторе видна бластокристаллическая структура, обусловленная реликтами кристаллов и их обломков, выполненных пепловым и стекловатым материалом.

Альбитофиры, плагиофиры, кварцевые альбитофиры представляют собой субвулканические образования. Они развиты в основном в бассейнах саев Тамдыбулак, Тескудук, Учкудук и Тюменбай в виде штоко- и неккообразных тел, межпластовых залежей и даек.

Структура этих пород чаще всего порфировая с микроаллотрио-

морфнозернистой, сферолитовой, апоинтерсертальной и микропойкилитовой основной массой у подошвы и кровли тела, гипидиоморфнозернистой, пегматоидной — в центральной или корневой частях.

Фенокристаллы состоят из альбита, олигоклаза (№ 7—14), кварца и очень редко калишпата, представленного анортоклазом ($2V=-50°$, $Ng \perp 001=0°$). Основная масса также сложена кварцем и альбитом. В акцессориях наблюдаются апатит и пирит. Из вторичных минералов встречаются хлорит, серицит и значительно реже эпидот.

В Северном Нуратау вулканиты этой формации обнаружены в буровых скважинах гор Ханбандытау. Они прослежены в виде четкообразной полосы шириной от 200 до 800 *м* и длиной до 4 *км*. Сейсморазведочными работами эта полоса продолжена на 50—60 *км* к западу. Н. Н. Подкопаев, И. А. Суздальская, Н. А. Бочарова и А. А. Суздальский в 1961 г. уточнили вещественный состав этих пород, выделенных в бандскую свиту туфов кварцевых порфиров. Они так же, как И. Х. Хамрабаев, считают свиту нижнедевонской на том основании, что туфы несогласно с конгломератами в основании перекрываются отложениями фаунистически охарактеризованного эйфельского яруса среднего девона. В конгломератах имеются гальки упомянутых туфов. Возраст подстилающих свиту пород не известен. Среди вулканогенных пород выделяются кристаллокластические, литокристаллокластические и реже пепловые разности туфов. Первые состоят из обломков фенокристаллов кварца, полевых шпатов, слюды и связующей массы с псевдофлюидальной текстурой. В литокристаллокластических туфах в отличие от вышеуказанных присутствуют обломки кварцевых порфиров. В пепловых туфах имеются обломки вулканического стекла причудливо изогнутых рогульчатых форм, иногда замещенных микрозернистым кварцем. Главная масса представлена пепловым материалом.

О. М. Борисов, описавший в 1958 г. вулканогенные образования из семи скважин, наряду с вышеуказанными разностями пород отметил игнимбриты дацитового и андезито-дацитового порфира и подчеркнул их полную аналогию с нижнедевонскими вулканогенными образованиями Қалканаты (Северо-Западный Қарамзар). По его данным (1967), наиболее развиты пепловые туфы (игнимбриты) дацитового порфира. Основная масса породы (50—70%) микрофельзитовая до ситовидной, кварц-полевошпатовая. Текстура псевдофлюидальная, обусловленная пепловыми частицами раскристаллизованного стекла. Порфировые выделения состоят из кварца (10—12%), калиевого полевого шпата (10—15%) и плагиоклаза (15—20%) в виде угловатых, реже гипидиоморфных зерен диаметром от 0,3—0,5 до 1—2 *мм*. Плагиоклаз серицитизирован, частично альбитизирован, обладает неясно выраженными полисинтетическими двойниками и по углу симметричного погасания относится к олигоклаз-андезину. Ортоклаз пелитизирован, образует простые карлсбадские двойники, угол оптических осей в двух замерах равен 54 и 60°, $Ng—Np=0{,}007$.

Из цветных минералов отмечаются шестоватые лейсты биотита (3—5%) и полностью замещенные хлоритом и карбонатом небольшие кристаллы роговой обманки (1—2%). Биотит мусковитизирован, либо хлоритизирован и опацитизирован. В ассоциации с ним находятся магнетит, лейкоксен, рутил, апатит, реже циркон, гематит, пирит.

Кроме указанных выше разностей, встречаются роговообманково-плагиоклазовые игнимбриты с реликтами флюидальной текстуры, а также кластические туфы кварцевых и дацитовых порфиров.

Основная часть пород толщи подвержена серицитизации и пелитизации, местами вторичному окварцеванию.

О значительной мощности (более 400—500 *м*) этих вулканогенных образований в районе Ханбанды можно судить по глубоким скважинам, которые прошли более 500 *м* и были остановлены в них.

В описываемую формацию также, по-видимому, должны быть включены туфы и лавы плагиоклазовых порфиров, обнаруженных В. А. Араповым (1964) на северном склоне Зирабулакских гор, восточнее сел. Дарайтут, в бассейне Башталсая в низах метаморфизованной терригенно-карбонатной толщи в виде прослоев мощностью 1—6 *м*.

Далее на запад в Зиаэтдинских горах в низах нижнепалеозойской сланцевой толщи (киттармайская свита) встречаются прослои туфов андезито-дацитового состава, установленные в 1964 г. В. А. Араповым и В. А. Пишминой.

Вулканиты кислого состава известны также на северном склоне гор Кульджуктау среди известняково-песчано-сланцевой толщи нижнего палеозоя (Пятков, Быковский, Еничкова, 1968). В ее нижней части встречаются прослои и линзы альбитофиров, кварцевых и дацитовых порфиров, а также их туфы.

В верхней части имеются прослои туфов и туффитов, содержащих пирокластический материал андезито-дацитового состава. Возраст этих образований принимается условно по стратиграфическому положению: они согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными ландоверийскими отложениями.

ДИАБАЗ-КВАРЦ-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации известны только в Султануиздаг-Зарафшанской подзоне. Она включает ортоамфиболиты и кварцевые порфиры. Основанием для выделения этой контрастной формации служит сопряженность указанных пород в пространстве и времени.

Ордовик-силурийский комплекс диабазов и кварцевых порфиров. Крайний член этой формации — амфиболиты — отмечался Н. Д. Зленко, И. Х. Хамрабаевым, В. С. Чекуновым и другими исследователями в Каратюбе. Н. Д. Зленко указывает на наличие прослоев амфиболитов и рассланцованных порфироидов среди венлокских отложений Лолабулака, В. С. Чекунов упоминает об амфиболитовых сланцах в нижней пачке дауташской толщи в связи с описанием кислых вулканитов позднего ордовика — раннего силура. И. Х. Хамрабаев относит их к силурийской спилитовой формации. Однако специально эти образования не изучались, поэтому объединение их в данную формацию условное. Нами они наблюдались на крайнем юго-западе Каратюбинских гор, в сотнях метрах севернее триангуляционного пункта, где амфиболиты находятся среди слюдисто-кварцевых и амфиболовых сланцев, представленных двумя разновидностями. Первая — зеленовато-черные микрозернистые породы с нечетко выраженной сланцеватой текстурой.

Под микроскопом видна порфиробластовая структура с грано-нематобластовой основной тканью. В составе породы преобладают обыкновенная роговая обманка, плеохроирующая, в синевато- и желтовато-зеленых тонах ($Ng \geqslant Nm \gg Np$; $2V = -75°$ (+); $c\ Ng = 26°$). Она образует порфиробласты, часто ориентированные поперек сланцеватости, а также сильно корродированные таблички в главной массе. На некоторых участках она имеет вид сплошной массы с редкими включениями плагиоклаза и кварца изометричной формы. Но иногда кварц и плагиоклаз образует линзы и полосы с незначительной примесью амфибола. Однако такие участки невелики по размерам (1—3 *мм* в длину) и довольно редки. В качестве примеси в породе содержится

исключительно рудный минерал в виде мелких ксеноморфных зерен, образующих цепочки и скопления.

Вторая разновидность амфиболовых сланцев имеет гранонематобластовую структуру и линейно-параллельную плойчатую текстуру. Порода состоит из призм роговой обманки ($2V = -66°$ (+); $c\ Ng = 26°$; $Ng > Nm \gg Np$ *от синевато-зеленых до желтовато-зеленых* тонов), ориентированных в одном направлении, и подчиненного количества более или менее изометричных зерен плагиоклаза (№ 47 $\perp$ (001); $2V = -88°$) и кварца. В качестве примеси присутствует рудый минерал, образующий цепочки удлиненных зерен, также ориентированных согласно сланцеватости.

Вышеописанные амфиболовые сланцы прорываются микрозернистыми темно-серыми амфиболитами, о чем свидетельствуют ксенолиты сланцев в эндоконтактовой зоне амфиболитов. Последние состоят из более или менее изометричных зерен плагиоклаза № 49 $\perp$ (001); $2V = -84°$ (+) и роговой обманки размером до 1 *мм*. По взаимному расположению минералов заметен некоторый идиоморфизм плагиоклаза, что нередко наблюдается в габбро со структурой, переходной от аллотриоморфнозернистой габбровой к габбро-диабазовой. Средняя часть зерен обыкновенной роговой обманки ($c\ Ng = 23°$; $2V = -82$ (+); $Ng \geqslant Nm > Np$ плеохроизм в зеленовато-желтоватых тонах) местами имеет ситовидную структуру вследствие мелких включений плагиоклаза. Это характерно для амфиболитов, развивающихся по габбро и диабазам. Структура породы бластогаббровая, текстура массивная.

Другой крайний член диабаз-кварц-кератофировой формации описывался в Каратюбинских горах В. С. Чекуновым (1949—1968). Здесь, на южном склоне гор, дауташская толща подразделяется на три пачки (снизу вверх). Нижняя сланцевая мощностью 1200 *м* состоит из переслаивающихся песчано-слюдистых, двуслюдистых, амфиболитовых, графито-слюдистых и других сланцев, содержащих прослои кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов. Средняя—известняковая—имеет мощность 400—500 *м*. Верхняя сланцевая мощностью 400 *м* представлена тонкоплитчатыми кварц-серицитовыми, известково-серицитовыми сланцами и яшмовидными роговиками, содержащими пласты кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов, а также темно-серые марганценосные песчанистые известняки.

Возраст дауташской толщи по аналогии с отложениями песчано-известняково-сланцевой толщи гор Чакылкалян, а также по перекрыванию ее буриликтепинской толщей, содержащей фауну венлока — лудлова, датируется как ландовери—венлок (нижние части разреза возможно ордовикские).

В Зирабулакских горах среди песчаников, алевролитов, сланцев и конгломератов позднего ордовика—ландовери отмечаются кварцевые порфиры, порфириты, туфы и туфоконгломераты (Ким, 1964). Мощность толщи 540—620 *м*.

Вулканогенные породы прослеживаются полосой в 2—3 *км* более чем на 20 *км* в направлении, близком к широтному, в бассейнах рек Тымсай и Лапассай, а также Каттасай, Девонсай и на южных склонах гряды Торытау[1].

В разрезе свиты вулканогенные породы развиты преимущественно в нижней и верхней частях, где образуют мощные (до 40—60 *м*) линзы

---

[1] В. С. Корсаков (1968) объединяет вулканогенные породы этих участков в тымскую свиту, датируемую им как поздний девон — ранний карбон.

эффузивов и туфов, в средней части установлены лишь тонкие прослойки туфов и туффитов, чередующихся с различными песчаниками.

Кварцевые порфиры, порфириты, туфы и туфоконгломераты, развитые в тымской свите, имеют черную, темно-серую, реже с темно-желтоватым и зеленоватым оттенком окраску и массивное сложение. Однако довольно часто наблюдаются и рассланцованные разности.

По В. С. Корсакову (1968), кварцевые порфиры состоят из основной массы и вкрапленников, при этом первая преобладает. Фенокристаллы представлены кварцем и нацело серицитизированным или альбитизированным плагиоклазом и калишпатом. Они обычно оплавлены, корродированы, а вокруг вкрапленников кварца наблюдается реакционная кайма. Основная масса фельзитовая, со следами флюидальности, сильно серицитизированная.

Порфириты также имеют порфировую структуру. Фенокристаллы представлены почти полностью разложенными кристаллами плагиоклаза (альбит, реже более основной плагиоклаз) и роговой обманки.

Структура главной массы микролитовая или аллотриоморфнозернистая. Она также сильно изменена, в ней различаются микролиты плагиоклаза, биотит, серицит, роговая обманка, хлорит, кварц.

Среди туфов преобладают литокристаллокластические, менее кристаллокластические и витрокластические разности кварц-порфирового или порфиритового состава. Сложены они обломками кристаллов кварца, плагиоклаза, слюды, кварцевых порфиров, порфиритов, кремнистых сланцев и других пород. Витрокластические разности представлены слабо раскристаллизованными обломками вулканического стекла. Связующая масса в туфах образована крипто- или микрозернистым кварц-полевошпатовым, кварцевым или кремнисто-серицитовым агрегатом.

В туфоконгломератах различаются крупные (от нескольких сантиметров до 0,2 реже 0,3—1,0 *м*) обломки кварцитовидных песчаников, углистых кварцитов и сланцев удлиненно-овальной, изометричной, чаще угловатой формы. Цементом является литокристаллокластический мелкообломочный туф, преобладающий над грубообломочной частью породы.

Анализируя материалы по распространению кислых вулканитов в северо-западной части Зарафшано-Гиссарской горной области, В. С. Чекунов (1968) пришел к выводу о необходимости выделения здесь единой вулканогенно-осадочной формации, которая стратиграфически укладывается в пределы верхнего ордовика и ландовери—венлока, протягиваясь на 250—300 *км* от гор Чакылкалян на востоке до Зиаэтдинских гор на западе.

Литологически формация состоит из фациально неустойчивых морских отложений: перемежающихся между собой песчаников, алевролитов, кремнистых, известково-кремнистых и других сланцев, кварцевых, фельзитовых порфиров и их туфов и других вулканогенных образований, а также горизонтов и линз известняков.

Наибольшая мощность вулканогенно-осадочных отложений формации отмечается в пределах гор Каратюбе (до 2000 *м*), в западном направлении (Зирабулак-Зиаэтдинские горы) она уменьшается. Кроме того, в Каратюбе широко развиты интрузивные тела кварцевых порфиров, которые рассматриваются В. С. Чекуновым как каналы, питавшие палеовулканы. Об этом свидетельствуют характер залегания, возраст и состав даек кварцевых порфиров, а также наибольшая мощность вулканического материала, расположенного вблизи даек. Аналогичные каналы предполагаются им и в верховьях бассейна Кашкадарьи, вблизи Тахтакарача (северный склон) и в Зирабулакских горах.

ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация выделяется на территории Западного Узбекистана впервые и с некоторой долей условности. Основанием для ее выделения служат материалы глубокого бурения, среди которых обнаружены туфопесчаники, туфоконгломераты и брекчии (Узаков, Поляков, Розовильский, 1968). По данным указанных авторов, туфопесчаники распространены на площадях Кызылрават и Карабаир. Они состоят из кварца, альбитизированного плагиоклаза, калишпата, разложенного биотита, редко эпидота и обломков эффузивов среднего и основного состава, кремнистых и кремнисто-хлоритовых сланцев и интрузивных пород.

Туфоконгломераты образуют мощную толщу в пределах Амударьинской ступени Бухаро-Хивинской тектонической области в районах Алатской и Фарабской структур. Они сложены гальками кварцевых порфиров, порфиритов, спилитов, гранитов и перекристаллизованных туфов, сцементированных пелит-кварц-хлорит-серицитовой массой.

Пермский (?) возраст этих пород определяется по галькам гранитоидов, в них содержащихся и отождествляемых с породами позднекаменноугольного — раннепермского комплекса, а также по аналогии с отложениями, развитыми в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Исамухамедов, Купченко, Василевский, 1962).

Недавно (1968) опорной скважиной в Хорезме в интервале глубин 2000—3000 *м* вскрыта пачка вулканогенных пород субщелочного состава. Среди них определены туфолава биотитового трахита, туфолава трахидацита, трахит, трахиандезит, плагиоклазовый порфирит, спилит и другие разновидности.

Первая имеет литокристаллокластическую структуру с криптокристаллической структурой основной массы. Состоит она из обломков минералов и пород, сцементированных плохо индивидуализированным вулканическим стеклом с показателем преломления ниже, чем у базальтов. Среди них встречаются альбитизированный содалит, плагиоклаз, ярко-бурый биотит, реже кварц, цеолит и рудный минерал.

Обломки пород представлены трахибазальтовыми порфиритами и неполяризующим свет вулканическим стеклом. Трахибазальтовые порфириты в главной массе состоят из лейст полевых шпатов и рудной пыли, а также фенокристаллов оливина, нацело замещенного тальком, и полевых шпатов.

В трахите структура порфировая и аллотриоморфнозернистая. В фенокристаллах наблюдается ярко-бурый биотит, погруженный в раскристаллизованную полевошпатовую массу, обильно насыщенную рудным веществом. Минералы кубической и октаэдрической формы в главной массе представлены либо содалитом, либо цеолитом. Показатель преломления главной массы ниже, чем у бальзама.

Туфолава трахидацита состоит из обломков кристаллов олигоклаза, альбита, биотита и рудного минерала. Обломки пород редки и соответствуют сферолитовым трахитам и вулканическим стеклам. Главная масса серицит-полевошпатовая. Структура литокристаллокластическая с микрокристаллической основной массой.

Кластолава трахиандезита имеет литокристаллокластическую структуру и состоит из обломков минералов и пород, сцементированных аналогичным им по структуре и составу трахиандезитом.

В обломках структура порфировая с микролитовой и гиалопилитовой основной массой. Порфировые выделения представлены в разной степени серицитизированными и карбонатизированными плагиоклазами и темноцветными минералами, опацитизированными и замещенными

вторичным бледноокрашенным мелкочешуйчатым биотитом и мусковитом. Судя по форме, темноцветные принадлежат амфиболу.

Главная масса представлена микролитами плагиоклаза и плохо индивидуализированным вулканическим стеклом, показатель преломления которого значительно ниже, чем у фенокристаллов и микролитов плагиоклаза.

Рудный минерал в виде изометричных и ксеноморфных зерен, а также распыленного вещества включен в главную массу. Обращает на себя внимание апатит, образующий как в фенокристаллах, так и в основной массе кристаллики и ксеноморфной формы зерна.

Контуры обломков расплывчатые с постепенными переходами в связующую массу.

Трахиандезит имеет порфировую структуру с микролитовой или криптокристаллической структурой главной массы. Фенокристаллы сложены слегка серицитизированными, альбитизированными и карбонатизированными плагиоклазами и опацитизированной роговой обманкой. Они составляют 35—40%. Наблюдаются кристаллы апатита и рудного минерала, который в виде пылеватых частиц равномерно рассеян в главной массе породы, представленной микролитами полевых шпатов и плохо индивидуализированным вулканическим стеклом.

Структура плагиоклазового порфирита порфировая с пилотакситовой основной массой. Фенокристаллы, составляющие 25%, образованы исключительно слегка серицитизированными и хлоритизированными плагиоклазами.

В главной массе установлены лейсты плагиоклаза, образующего каркас, в промежутках которого находятся рудный минерал, карбонат, хлорит. Спилит — порода с интерсертальной структурой и миндалекаменной текстурой, представляет собой тонкий войлок различно ориентированных лейст альбита, промежутки между которыми заполнены рудным веществом и вулканическим стеклом. Миндалин мало. Они не превышают 0,5—1 *мм* в поперечнике и представлены опалом.

Подобные породы не известны среди нижне-среднепалеозойских образований, обнажающихся на дневной поверхности в Западном Узбекистане. Не обнаружены они и в более чем 100 скважинах, пробуренных в закрытой части складчатого фундамента Западного Узбекистана, Туркмении, Устюрта и Приаралья (Князев, Чарыгин, Шнип, 1961—1963; Арипов, Ахмеджанов, Борисов, Курбаниязов, 1967).

Вместе с тем имеется указание П. Л. Низковского (1915) на наличие кератофиров (трахитов) в окрестностях г. Красноводска. Химический состав упомянутых им пород весьма близок к дацитовым порфиритам того же района, описанным Е. А. Худобиной (1961) и отнесенным ею к заключительной фазе вулканической деятельности этого района. Верхнюю возрастную границу магматических пород она датирует в Туаркыре по наличию галек почти всего магматического комплекса в пермских отложениях.

По химическому составу эти дацитовые порфириты близки к туфолавам липарит-дацитового состава из скважин района Дарваза—Зиачли, для которых определен абсолютный возраст 255—275 млн. лет, т. е. пермский.

Учитывая эти данные, а также единичные определения абсолютного возраста трахидацита из Хорезмской скважины (277±4 млн. лет)[1], логично отнести эту формацию к ранней перми.

---

[1] Определения производились калий-аргоновым методом в ИГиГ АН УзССР А. Бигаевой.

Глава III

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Характеристика петрохимических особенностей вулканогенных пород указанного региона представляет определенные трудности, обусловленные, с одной стороны, недостаточным количеством химических анализов, а с другой — неравномерностью их распределения как по формациями, так и по фациям. Так, для спилито-диабазовой формации имеется всего 35 химических анализов (табл. 28). По протерозойскому комплексу этой формации вообще нет химических анализов, по кембрийскому — всего семь. Для этого комплекса характерны значительные колебания содержания почти всех породообразующих окислов, несмотря на то, что взяты они из одного района (Тамдытау): SiO_2—10%; Al_2O_3—8; MgO—6; CaO—10 и т. д. Однако в большинстве случаев эти колебания находятся в пределах, характеризующих группу пород диабазо-базальта (№ 65—69) по Дэли. Лишь в единичных случаях наблюдаются аномально высокие содержания окиси алюминия и калия, благодаря чему эти породы относятся к щелочному ряду.

Для всех анализов данного комплекса характерно низкое содержание окиси титана. Только две пробы (680 и 8460) могут быть отнесены к базальтам с нормальным содержанием железа (в пересчете на закись), остальные весьма бедны им, причем отмечается прямая зависимость между содержаниями железа и магния.

По ордовик-силурийскому комплексу проведено восемь химических анализов — три по Каратюбе, один по Северному Нуратау и четыре по Южному (Каракчатау). В Каратюбе анализировались две описанные выше разновидности амфиболовых сланцев и амфиболит. Они весьма близки между собой и по составу соответствуют среднему типу диабазов по Дэли.

На диаграммах Н. А. Домарацкого результаты этих анализов попадают в поля магматических пород основного и среднего состава. При этом вероятность магматического происхождения амфиболитов значительно выше, чем сланцев.

Данные по Каратюбе, почти аналогичные материалам по Нуратау, и анализированные здесь породы также соответствуют среднему типу диабазов по Дэли.

Вообще для ордовик-силурийского комплекса характерны близкие значения окислов в породах даже из разных районов, а также соответствие их среднему типу пород группы диабазов по Дэли. Кроме того, описываемый комплекс характеризуется нормальным, а в единичных

случаях даже высоким (4,10%) содержанием двуокиси титана. Эти три особенности отличают ордовик-силурийский комплекс от кембрийского.

По девонскому комплексу имеется наибольшее число анализов (13), однако они характеризуют только два района — Султануиздаг и Зиаэтдинские горы. При этом породы этих районов заметно отличаются по составу. Так, в Султануиздаге, как и в Тамдытау, велики пределы колебаний окислов. Кроме того, здесь очень мало двуокиси титана и завышено содержание окиси алюминия без соответственного увеличения количества окиси калия. В интенсивно метаморфизованных разновидностях пород этого комплекса (пробы № 731а, 172) наблюдается некоторое уменьшение окиси алюминия и увеличение окиси магния и кальция. Содержание остальных окислов остается без существенных изменений. Указанные отличия обусловлены главным образом составом амфибола, являющегося основным породообразующим минералом этих пород, и в меньшей степени — клиноцоизита и альмандина, в разных количествах присутствующих в апоэффузивных амфиболитах.

В Зиаэтдинских горах колебания окислов не столь велики (за исключением пробы 9836, взятой из лаппили, состав которой весьма аномален), а двуокись титана содержится в тех же количествах, что и в диабазах по Дэли. По этим свойствам диабазы Зиаэтдина вполне отождествимы с диабазами Нуратау. Однако в породах Зиаэтдинских гор, как и в Султануиздаге, значительно более высокое содержание окиси алюминия.

Каменноугольный комплекс спилитов и диабазов характеризуется десятью анализами из Букантау. Он отличается от всех других более высокой основностью, выражающейся в более низком среднем содержании кремнезема и повышенном окиси кальция. Двуокись титана и другие компоненты находятся в пределах нормы для диабазов.

Из вышеизложенного следует, что по составу формация в целом соответствует породам группы диабазов.

Вместе с тем отмечается несколько повышенное содержание окиси алюминия, свойственное почти всем комплексам, и бедность титаном диабазов Тамдытау и Султануиздага. Количество двуокиси титана находится в прямой зависимости от суммарного содержания в породах железа. Поэтому в указанных районах (Тамдытау, Султануиздаг) мало и титана и железа. В остальных районах содержание двуокиси титана находится в пределах нормы для диабазов и количество суммарного железа в них редко превышает 10—12%. В тех же единичных анализах, в которых двуокиси титана больше нормы, содержание суммарного железа поднимается до 15% и выше.

Химический состав пород андезит-альбитофировой формации характеризуется 23 химическими анализами пород из Тамдытау и Султануиздага, а также 5 анализами вулканитов из скважин Ханбандытау (Северный Нуратау). Одну часть анализов составляют эффузивная и пирокластическая фации, а другую — субвулканическая (табл. 29).

Даже столь малое количество химических анализов, которыми мы располагаем по поверхностным фациям андезит-альбитофировой формации, свидетельствует о последовательно дифференцированном ряде пород — от диабазовых и андезитовых порфиритов через дацитовые порфиры к кварцевым альбитофирам.

При закономерно увеличивающемся содержании кремнезема и уменьшении окиси кальция в указанном ряду дифференциатов все его разновидности характеризуются низким содержанием титана и соответственно суммарного железа, повышенным количеством окиси алюминия

Химический состав пород

Автор анализов и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
							Кембрийский
А. А. Кустарникова (1963), 680	Диабазовый порфирит	Тамдытау, Юж. склон Балпантау	46,76	0,43	17,32	3,06	8,33
Х. Р. Рахматуллаев (1969), 1103/2	Диабаз	Зап. Тамдытау из скв.	52,66	0,89	12,02	2,58	4,52
Х. Р. Рахматуллаев (1969), 417/2	Спилит	Там же	48,42	0,97	20,77	0,25	9,23
К. Максудов (1965), 773	То же	Тамдытау в 3-х *км* южн. сел. Тамды	49,66	0,58	18,52	1,58	7,62
К. Максудов (1965), 817	Кварцевый диабаз	Тамдытау, горы Балпантау	55,98	1,00	16,99	2,78	8,02
К. Максудов (1965), 8504	Оливиновый базальт	Тамдытау, лев. приток Карабулаксая	47,19	0,71	14,85	2,82	7,18
К. Максудов (1965), 8460	Спилит	Тамдытау в 100 *м* южн. контакта гранитоидов	49,73	0,97	14,37	3,21	9,59
							Силурийский
В. Д. Чехович и др., 2243	То же	Сев. Нуратау	48,44	1,25	15,33	12,72	1,89
Н. А. Мазаненко (1969), 577/2	»	Каракчатау, р. Тусун	49,22	4,10	12,90	15,40	
Н. А. Мазаненко (1969), 577/20	»	Там же	48,80	2,30	13,54	12,80	
Н. А. Мазаненко (1969), 577/23	Диабаз	»	51,99	1,25	15,00	11,60	
Н. А. Мазаненко (1969), 577/24	То же	»	47,46	0,77	13,92	2,15	9,41
							Девонский
А. А. Кустарникова (1967), 1251	Спилит	Султануиздаг, Джумуртау	56,49	0,32	14,70	2,65	7,34
А. А. Кустарникова (1969), 3197	То же	Там же	54,14	0,25	20,57	1,05	6,48
А. А. Кустарникова (1969), 3187	»	»	56,33	0,36	16,48	2,16	7,63
А. А. Кустарникова (1969), 3055	Диабаз, порфирит	»	46,49	0,34	19,18	3,06	5,18
А. А. Кустарникова (1969), 3057	То же	»	51,94	0,27	17,22	3,16	5,22
А. А. Кустарникова (1969), 3061	»	»	57,48	0,34	18,49	2,08	3,89
А. А. Кустарникова (1969), 3063	Андезито-базальтовый порфирит	»	55,42	0,36	17,65	1,16	6,19
А. А. Кустарникова (1969), 3075	То же	»	50,96	0,55	18,51	2,75	8,35
Н. П. Холопов (1964), 731а	Апоэффузив. амфиболит	Султануиздаг, Ащенынтау	48,90	1,04	14,66	1,28	8,98
Н. П. Холопов (1964), 740	То же	Там же	46,40	0,37	17,19	3,11	5,30

Таблица 28

спилито-диабазовой формации

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	$-H_2O$	$+H_2O$	П.П.П.	Σ
комплекс											
0,13	6,81	8,30	2,53	2,53	Сл.	2,24	Сл.	1,30		—	99,74
0,09	5,81	10,0	1,75	2,72	Сл.	5,80		0,20		0,46	99,50
0,07	5,00	4,00	2,94	2,71	0,30	3,39	—	0,60		0,00	99,70
0,10	0,74	10,10	2,63	1,08	Сл.	5,72	—	0,15		1,65	100,08
0,19	3,69	5,60	1,95	0,96	Сл.	1,65	—	—		1,28	100,09
0,14	6,55	14,10	1,39	Сл.	Сл.	3,74	—	0,22		1,15	100,04
0,14	7,42	5,90	3,18	1,69	Сл.	—	—	0,64		2,57	99,43
комплекс											
0,10	6,15	8,01	0,60	0,23	0,15				1,17		99,70
—	3,50	3,90	2,50	1,0	0,44	1,70		0,49		6,50	101,65
—	6,0	7,43	2,30	0,25	0,25	1,22		0,53		6,08	101,05
—	7,94	5,61	1,69	0,65	0,11	0,50		0,22		4,29	100,85
0,11	7,92	12,80	1,40	0,07	—	3,30					99,31
комплекс											
0,18	5,83	4,50	3,25	Сл.	—	Сл.	—	0,64		3,72	99,62
0,08	2,10	4,70	6,06	0,96	Сл.	Не обн.		0,00		4,01	100,40
0,16	4,13	3,50	3,36	0,12	Не обн.	2,09		0,00		2,31	99,72
0,09	2,17	14,70	1,68	1,33	0,69	4,73		0,28		0,00	99,92
0,11	6,44	9,60	3,13	0,73	Сл.	1,21		0,30		0,96	100,59
0,02	3,69	7,20	2,62	1,21	0,15	Сл.		0,18		1,84	99,82
0,09	4,09	6,50	4,71	0,73	0,29	1,54		0,00		0,67	100,21
0,04	5,61	3,70	4,98	1,08	Не обн.	Сл.		0,22		2,70	99,43
0,12	8,87	10,90	3,50	0,20	0,13	0,66	0,03	0,07		1,80	100,40
0,13	9,07	14,60	1,87	0,10	0,04	0,22	0,10	0,05		2,00	100,27

Автор анализов и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	$-H_2O$	$+H_2O$	П.П.П.	Σ
Девонский комплекс																			
О. И. Горбов (1964), 709	Апоэффузив. амфиболит	Султануиздаг, Ащенынтау	49,78	1,36	14,44	2,33	8,51	0,18	8,00	10,07	3,72	0,43	0,14	0,19	0,01	—		1,22	100,29
Н. П. Холопов (1964), 740б	То же	Там же	51,87	1,25	12,70	2,90	8,47	0,18	8,35	8,15	3,93	0,20	0,10	0,22	0,00	0,11		1,40	99,55
Н. П. Холопов (1964), 740в	»	»	46,00	1,25	15,48	2,66	8,90	0,16	9,37	12,45	2,22	0,07	0,08	0,20	0,01	0,03		1,30	99,94
Я. С. Висьневский (1940), 147	*Плагиоклазовый амфиболит*	*Султануиздаг, Султанбобосай*	*51,46*	*0,03*	12,27	3,76	7,04	Сл.	11,47	9,40	2,92	0,10				0,27		1,93	100,65
Я. С. Висьневский (1940), 162	Амфиболит меланократовый	Там же	48,42	0,08	16,22	8,30	6,10	0,00	7,49	9,50	2,78	0,14				0,15		0,89	100,07
Я. С. Висьневский (1940), 163	Альбитовый амфиболит	»	57,30	0,00	14,70	4,83	5,77	—	5,32	5,40	5,18	0,16							99,66
Я. С. Висьневский (1940), 166	*Клиноцоизитовый амфиболит*	»	49,54	*0,00*	*17,50*	2,48	3,52	Сл.	9,01	15,17	1,84	0,10				0,04		1,64	101,37
Я. С. Висьневский (1940), 167	Плагиоклаз: клиноцоизит, амфиболит	Султануиздаг, Султанбобосай	46,59	0,00	17,60	3,61	6,39	Сл.	9,41	15,00	1,58	0,14				0,01		1,24	101,50
Я. С. Висьневский (1940), 168	Гранатовый амфиболит	Там же	46,00	0,15	14,15	12,26	13,74	0,00	4,70	8,40	0,72	0,12				0,02	1	1,17	100,43
Я. С. Висьневский (1940), 172	То же	»	53,82	0,74	13,57	3,16	12,00	*0,18*	4,45	8,80	1,43	1,70				0,28		0,48	100,61
Г. Г. Лихойдов 9812	Литокластич. туф	Зиаэтдин. горы, Навруз-Кушсай	45,65	2,35	16,83	4,49	7,31	0,17	6,28	7,50	2,55	2,25	0,50	—	—	0,70	—	2,50	99,08
Г. Г. Лихойдов 9826	То же	Зиаэтдин. горы, Булямушсай	47,07	1,49	16,62	3,65	5,69	0,14	4,96	11,35	2,68	0,39	0,19	3,85	—	0,30	—	1,03	99,40
Г. Г. Лихойдов 9831	»	Зиаэтдин. горы, Кара-Кутан	46,54	1,74	21,16	4,72	5,62	0,11	4,93	8,30	2,56	0,23	0,23	—	—	0,88	—	2,56	99,59
Г. Г. Лихойдов 9834	»	Зиаэтдинские горы	50,49	1,74	16,89	4,73	4,39	0,11	5,56	6,90	4,05	1,26	0,36	2,75	—	0,22	—	0,00	99,75
Г. Г. Лихойдов 9836	Лаппили из лапполиевого туфа	Там же	58,05	0,70	9,99	11,73	2,77	0,04	2,58	4,30	6,45	0,73	0,22	—	—	0,20	—	1,70	99,50
Каменноугольный комплекс																			
Х. Р. Рахматуллаев (1960), 820	*Спилит*	Букантау, Ирлир-Кулкудук	46,80	*1,28*	18,88	5,12	6,48	0,12	9,80	8,00	1,40	0,18	0,12	5,01	—	0,48		2,30	99,85
Х. Р. Рахматуллаев (1960), 871	То же	Там же	45,02	0,90	18,41	3,54	4,46	0,11	4,87	15,00	2,01	0,19	0,07	2,62	—	0,44		2,40	100,05
Х. Р. Рахматуллаев (1960), 1436	Диабазовый порфирит	»	45,20	1,62	15,13	4,75	8,35	0,23	6,97	8,60	2,20	0,30	0,12	3,56	—	0,54		2,22	99,79
Х. Р. Рахматуллаев (1960), 2040-м	*Спилит*	*Ирлир*	*42,40*	*1,87*	*15,08*	4,20	8,92	0,15	7,27	10,00	2,46	0,26	0,10	2,28	—	5,23	—	—	100,02
Х. Р. Рахматуллаев (1960), 2049-д	То же	Там же	30,03	1,87	12,94	5,98	5,47	0,21	5,46	14,70	1,44	0,88	0,15	16,70	—	4,04	—	—	99,87
А. А. Кустарникова (1967), 1643	»	Букантау, Карабулак	44,35	2,75	13,45	5,96	7,05	0,20	5,26	8,20	2,56	0,72	Сл.	8,39	—	0,78	—	—	99,67
А. А. Кустарникова (1967), 1651	»	Там же	36,87	1,92	12,06	2,12	5,83	0,22	4,53	16,70	3,09	0,51	Сл.	15,97	—	0,36			100,18
А. А. Кустарникова (1967), 1710	»	»	39,55	1,59	16,40	1,90	4,51	0,20	2,60	15,15	3,60	0,75	—		Сл.	0,58	2,12	10,99	99,94
А. А. Кустарникова (1967), 1730	»	»	58,70	1,92	8,62	4,20	1,09	0,10	2,94	10,30	0,90	1,45	—		Сл.	0,94	1,16	7,96	100,33
А. А. Кустарникова (1967), 1798	»	Джетымтау II	33,65	0,69	11,70	3,85	5,59	0,23	4,27	19,40	3,60	0,60	—		—	0,68	2,52	13,50	100,28

и резким преобладанием натрия над калием в щелочах. Исключение составляют вулканогенные породы Ханбандытау, в которых кремнезема всегда больше, чем в кислых разностях из других районов. Кроме того, в них выше суммарное количество щелочей, среди которых калия обычно в три раза больше, чем натрия. По химическому составу эти разновидности пород приближаются к щелочноземельным трахитам по Дэли и тем самым значительно отличаются от кислых разностей описываемой формации других районов. Однако на диаграмме В. А. Кутолина (рис. 21) они попадают в область неопределенных решений или в поле кислых дифференциатов базальтовой магмы, что дает основание относить их к этой формации.

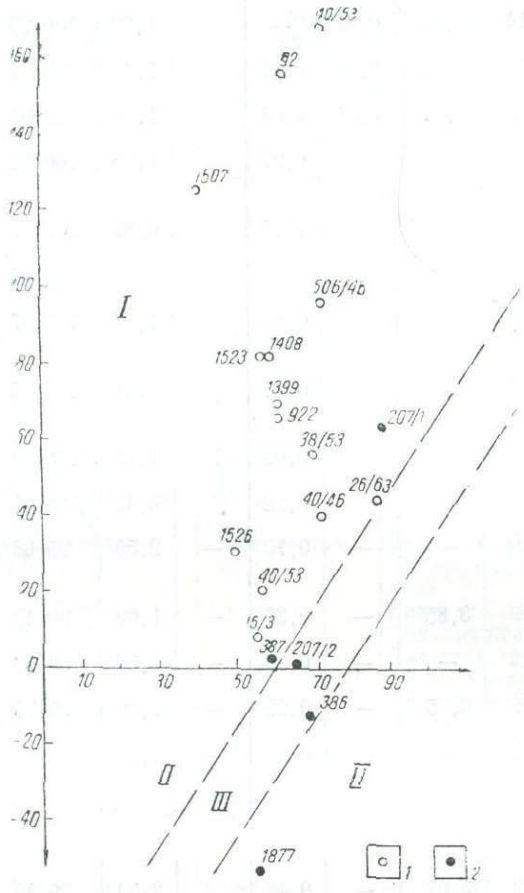


Рис. 21. Расположение кварцевых порфиров хребта Каратюбе (*1*) и Ханбандытау (*2*) на диаграмме В. А. Кутолина.

I – поле гранитоидов батолитовых интрузий;
II – поле дифференциатов базальтовой магмы;
III – поле неопределенных решений.

В субвулканической фации андезит-альбитофировой формации различаются пока лишь кислые разности, в которых содержится свыше 70% кремнезема.

Особенности пород поверхностных фаций — незначительное содержание двуокиси титана, невысокое — суммарного железа, повышенное — окиси алюминия и резкое преобладание натрия над калием — присущи породам и субвулканической фации.

Указанные выше особенности химизма андезит-альбитофировой формации в значительной мере свойственны и породам спилито-диабазовой формации этих же районов. Более того, они типичны для сравнительно молодой сопряженной с ними в пространстве габбро - диабазо-плагиогранитовой формации.

Нередко плагиограниты и кварцевые альбитофиры имеют одинаковый химический и петрографический состав и различаются лишь по структурам и интрузивным взаимоотношениям. И те, и другие на диаграмме В. А. Кутолина попадают в поле кислых дифференциатов базальтовой магмы (рис. 21).

Эти факты позволили нам выделить андезит-альбитофировую и габбро-диабазо-плагиогранитовую последовательно дифференцированные формации, образующие вместе со спилито-диабазовой и перидотитовой единый офиолитовый ряд, характерный для каледонской геосинклинальной зоны.

Диабазо-кварц-кератофировая формация, развитая в Каратюбе, характеризуется 15 химическими анализами (табл. 30). Все породы содержат свыше 70% кремнезема, но в отличие от кислых разностей андезит-альбитофировой формации с таким же количеством кремнезема, в них выше суммарное содержание щелочей, среди которых, как правило, преобладает калий.

По содержанию породообразующих окислов эти породы весьма близки к среднему типу кварцевых порфиров и липаритов по Дэли. На диаграмме В. А. Кутолина (рис. 21) они попадают в поле гранитоидов батолитовых интрузий, что еще более подтверждает принадлежность их к самостоятельной формации и отличие от туфов кварцевых порфиров Ханбандытау (Северный Нуратау).

Трахибазальт-трахидацитовая формация характеризуется всего двумя химическими анализами, один из которых более всего соответствует среднему типу базальтов по Дэли, а другой — трахитам с несколько заниженным содержанием щелочей. Очевидно, что этого количества анализов недостаточно для выявления химизма формации в целом. Отсюда и несоответствие между названием формации и химическим составом ее представителей (табл. 31).

Геохимические особенности описанных выше формаций и входящих в них комплексов также изучены неодинаково. По некоторым нет даже спектральных анализов, по другим выполнены анализы на отдельные элементы по породам и минералам. Последнее относится в основном к андезит-альбитофировой формации, тогда как геохимические особенности спилито-диабазовой формации характеризуются главным образом по спектральным анализам. Более того, спектральные анализы имеются даже не по всем комплексам. Например, их нет для пород докембрийского комплекса, а по кембрийскому они очень малочисленны. В диабазовых порфиритах и спилитах Тамдытау содержатся следующие элементы: Ti, Mn, Ba, Sr, Co, V, Cr, Ni, Zr, Cu, Zn, Pb, как правило, в кларковых количествах или ниже. Исключение составляет единичная проба спилита из Балпантау, в которой Zn и Cu превышают кларковые содержания в 11 раз. Вместе с тем Nb_2O_5 в породах этого комплекса, по данным химических анализов, обычно в 5 раз больше, чем кларк.

В протолочных пробах спилитов и диабазовых порфиритов Балпантау обнаружен преимущественно пирит и лишь в единичных знаках отмечаются рутил, турмалин, апатит.

Также единичны спектральные анализы по амфиболитам и амфиболовым сланцам Каратюбе. В них обнаружены Sr, V, Zn, Cr, Co и Zr — в сотых долях процента, Ba, Ni, Cu, Sc и Ga — в тысячных. Все эти количества находятся в пределах кларков или ниже их.

Диабазы Каракчатау (Южный Нуратау), по данным Н. А. Мазаненко, содержат 0,01—0,1% Ba, 0,001—0,01 V, 0,001—0,005 Cu, 0,005—0,05 Cr, 0,001—0,005 Ni, Co, Zr и Ga, <0,0001% Be и Sc. Эти содержания весьма близки к таковым вышеупомянутых пород ордовик-силурийского комплекса.

В спилитах и диабазовых порфиритах девонского комплекса Султануиздага присутствуют следующие элементы: Ba, Sr, V, Cr, Cu, Zn, Ni, Co, Be, Zr, Se, Ga, Pb, Mo; Cr, Ni, Co и Zn нередко содержатся в вышекларковых количествах. Mo, Pb, Be отмечаются спорадически. Медь встречается во всех пробах в пределах кларка.

Из гидротермально измененных зон спилитов Джумуртау взято три протолочные пробы, в которых обнаружены следующие рудные и акцессорные минералы: проба 1243, магнетит — 109 *г/т*, мартит —

Химический состав пород андезит-

Автор анализа и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Эффузивная и пироклас							
А. А. Кустарникова (1963), 438	Спилит	Тамдытау, горы Тюменьбай	44,17	1,86	16,67	1,01	5,21
А. А. Кустарникова (1963), 657	Диабазовый порфирит	Тамдытау, правый приток сая Тамдыбулак	47,91	0,33	16,00	2,35	4,73
А. А. Кустарникова (1963), 623	То же	Там же	50,51	0,43	18,50	1,75	5,81
А. А. Кустарникова (1963), 418	Спилит	Тамдытау, верховье сая Тамдыбулак	55,55	1,17	14,21	2,88	6,77
А. А. Кустарникова (1963), 417	Туф андезитового порфирита	Там же	54,88	0,45	17,51	1,83	7,54
А. А. Кустарникова (1963), 547	Дацитовый порфирит	Тамдытау, водораздел саев Учкудук—Тюменьбай	65,56	0,30	14,05	0,93	3,92
К. Максумов (1965), 8566/1	Андезитов. порфирит	Тамдытау, в 500 *м* южн. кол. Учкудук	60,78	0,37	18,64	3,89	3,31
К. Максумов (1965), 8346	То же	Тамдытау, лев. приток Учкудуксая	56,51	Сл.	19,85	2,22	4,98
А. А. Кустарникова (1969), 918	»	Султануиздаг, центр. часть Каратау	54,62	0,58	18,78	3,61	4,13
А. А. Кустарникова (1969), 1186	Диабазов. порфирит	Султануиздаг, восточн. часть Каратау	48,01	0,48	18,68	3,88	6,77
П. Н. Подкопаев и др. (1961), 207/1	Туф кварцевого порфира	Ханбандытау, скв. 207, глуб. 170 *м*	72,30	—	15,65	1,00	0,55
П. Н. Подкопаев и др. (1961), 386	То же	Ханбандытау, скв. 386, глуб. 410 *м*	69,56	0,33	13,48	0,34	2,51
П. Н. Подкопаев и др. (1961), 387	»	Ханбандытау, скв. 387, глуб. 244 *м*	68,46	0,38	13,55	0,56	2,22
Г. М. Чеботарев (1961), 207/2	»	Ханбандытау, скв. 207, глуб. 235 *м*	71,80	0,39	13,38	0,40	2,37
Г. М. Чеботарев (1961), 1877	»	Ханбандытау, скв. 1877, глуб. 95,5 *м*	65,93	0,35	13,92	0,52	2,50
Субвулканическая							
А. А. Кустарникова (1966), 1252	Кварцев. альбитофир	Зап. Султануиздаг, Джумуртау	71,90	0,25	13,02	2,17	1,65
А. А. Кустарникова (1966), 1280	Альбитофир	Зап. Султануиздаг, гора Каратау	71,06	0,23	12,17	1,26	3,19
А. А. Кустарникова (1967), 1175	То же	Зап. Султануиздаг, Джумуртау	72,56	Сл.	12,50	3,48	1,10
А. А. Кустарникова (1967), 1327	»	Центр. Султануиздаг, Ащенынтау	71,84	0,17	12,83	1,08	2,63
А. А. Кустарникова (1967), 1342	»	Там же	72,10	0,19	12,64	1,96	4,36

альбитофировой формации

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	$-H_2O$	$+H_2O$	П.П.П.	Σ
тическая фации											
0,12	1,88	13,20	4,44	0,84	—	—	—	0,48	—	9,96	99,84
0,07	5,66	10,45	3,42	0,32	—	—	—	0,78	2,67	5,11	99,80
0,07	5,35	7,90	3,80	0,48	—	—	—	0,86		4,70	100,16
0,07	3,47	5,80	3,84	0,40	—	—	—	0,56	2,89	2,11	99,72
0,09	5,56	2,95	3,80	0,18	—	—	—	0,56		4,70	100,05
0,07	2,02	4,60	3,46	0,74	—	3,74	—	0,70			100,09
0,19	2,39	3,20	3,88	0,66	Сл.	—		0,71		2,20	100,22
0,25	1,18	5,40	4,28	1,26	—	4,04	—	0,15		0,00	100,12
0,14	3,54	5,40	4,71	2,65	—	—	—	—		1,50	99,66
0,04	6,77	10,0	2,96	0,84	Не обн.	Сл.		0,50		0,55	99,48
—	0,60	1,20	3,44	3,25	—	—	—	1,71			99,70
0,06	0,75	1,55	2,73	6,18	0,11	1,83	0,12	0,33			99,88
0,09	1,10	1,97	2,31	5,40	0,10	2,84	0,03	0,88			99,90
0,04	0,80	0,63	2,45	6,44	0,10	0,36	0,30	0,74			100,17
0,21	1,25	2,33	2,50	6,70		3,06	0,01	0,08			99,8
фация											
Сл.	3,69	2,10	2,78	0,10	0,03	0,33	—	0,24	—	1,42	99,98
Сл.	2,89	3,00	3,67	0,10	0,04	—	—	0,05	—	1,54	99,20
—	0,97	4,50	4,04	0,06	—	Сл.	—	0,44	—	0,08	99,82
Сл.	1,99	4,40	3,80	Сл.	—	Сл.	—	0,52	—	0,94	100,20
0,07	1,45	1,80	3,85	Сл.	—	Сл.	—	0,52	—	0,28	99,22

Автор анализа и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
							Субвулканическая
А. А. Кустарникова (1969), 2111	Альбитофир	Султануиздаг, центр. часть Каратау	74,11	Сл.	13,42	1,00	1,44
А. А. Кустарникова (1969), 2103	То же	Там же	75,66	Сл.	7,30	0,28	1,73
К. Максумов (1965), 8443	„	Тамдытау, Карабулаксай	74,14	Сл.	11,79	0,52	4,68
А. А. Кустарникова (1963), 557	„	Тамдытау, восточн. часть горы Тюменбай	71,14	0,20	15,28	0,54	3,30
А. А. Кустарникова (1963), 4 7	„	Тамдытау, гора Тюменбай	74,89	0,15	12,96	1,03	2,86
А. А. Кустарникова (1963), 182	„	Тамдытау, водораздел саев Тескудук—Зоокудук	74,30	0,15	13,52	0,85	9,66
А. А. Кустарникова (1963), 539	Плагиофир	Тамдытау, правый борт Учкудуксая	77,23	0,22	11,88	0,51	0,98
А. А. Кустарникова (1963), 561	Альбитофир	Там же	74,11	0,15	13,16	0,35	2,57

8480, пирит — 4,7, малахит — 3, золото и халькопирит — в единичных знаках; проба 1244 — мартит — 26700 *г/т*, гематит — 1047, пирит и ярозит — в единичных знаках; проба 1250 — магнетит — 118 *г/т*, магнетит мартитизированный — 4850, пирит, ярозит и флюорит — в единичных знаках.

Основные эффузивы спилито-диабазового комплекса Зиаэтдинских гор содержат тот же набор элементов, что и в Султануиздаге, но их количество всегда на 2—3 порядка ниже и соответственно ниже кларковых. В оруденелых же зонах содержание хрома, меди, цинка и никеля возрастает в 2—3 раза, достигая, а иногда превышая, кларковые содержания.

В *каменноугольном спилито-диабазовом комплексе, развитом в* Букантау, довольно часты P и Mn — десятые доли процента; Ba, Sr, Cr, Zn и Zr — сотые доли процента; V, Cu, Zn, Ni, Co, Be, Sc, Ga и *изредка Pb — тысячные доли процента.*

Таким образом, для спилито-диабазовой формации в целом характерен весьма постоянный состав рудных и редких элементов — Ba, Sr, V, Cr, Cu, Zn, Ni, Co, Be, Zr, Ga; Pb и As отмечаются спорадически, P присутствует только в вулканитах Букантау. Из полиметаллов больше всего (сотые доли процента) Zn; Cu, как правило, на порядок меньше, но она является постоянным элементом во всех вулканогенных породах этой формации. Свинец довольно редок и содержание его не превышает сотых долей процента. Все вышеупомянутые элементы находятся в породах формации в кларковых (или ниже) количествах и лишь изредка незначительно превышают их.

Геохимические особенности андезит-альбитофировой формации, развитой в Тамдытау и Султануиздаге, изучены лучше. Спектральный анализ вулканогенных пород из Тамдытау показал постоянное присутствие в них одних и тех же элементов почти в тысячных

Продолжение таблицы 29

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	$-H_2O$	$+H_2O$	П.П.П.	Σ
фация											
Не обн.	1,52	4,40	2,23	0,97	Не обн.	Сл.		0,14		1,07	100,28
Сл.	1,84	6,50	3,58	2,74	Не обн.	Сл.		0,00		0,55	100,18
0,11	0,62	3,50	4,04	Сл.	—	—	—	0,17		0,50	100,07
0,07	0,73	2,55	4,44	0,14	—	—	—	0,44		1,46	100,29
0,04	0,76	1,50	4,85	0,07				0,42		0,30	99,83
0,03	0,64	1,40	4,58	0,62				0,42	0	0,90	100,07
Сл.	0,87	2,40	3,87	0,09	Сл.	0,20	Сл.	1,18			99,43
0,04	0,91	1,85	4,34	0,43				0,68		0,92	99,71

долях процента, что значительно ниже их кларка[1]: Ti, Mn, Ba, Sr, Co, V, Cr, Ni, Zr.

Полиметаллы (Cu, Zn Pb) определялись методом полярографии. В результате установлено, что свинец в вулканогенных породах Тамдытау встречается спорадически и в количествах, близких к кларковым.

Цинк обнаружен во всех фациальных разновидностях формации в разных количествах, но почти всегда выше кларковых. Так, в восьми пробах содержание цинка в один раз выше кларкового, в трех — в два, в одном — в четыре, в пяти — в пять, в четырех — в шесть, в шести — в восемь, в одной — в девять и в двух — в одиннадцать раз.

Выявить закономерности в распределении цинка в зависимости от состава породы не представляется возможным, хотя можно отметить несколько большую приуроченность его к альбитофирам и их туфам.

Одна из проб, в которой содержание цинка превышает кларковое в 11 раз, взята из спилита Балпантау, другая — из альбитофиров в сае Учкудук (западная оконечность Тамдытау). Все это свидетельствует о том, что содержание цинка не зависит от состава породы. Вместе с тем породы, в которых содержание цинка выше кларкового в 8—9 раз, принадлежат туфам кварц-альбитофирового состава.

Распределение меди в вулканогенных породах во многом такое же, как цинка. Например, содержание меди, превышающее кларковое в 11 раз, отмечается в тех же пробах, что и для цинка. Туфогенные разности также являются локализаторами меди.

В шестнадцати пробах количество меди в один раз больше кларкового, в четырех — в два, в двух — в три, в двух — в четыре, в пятнадцати — в пять, в четырех — в шесть, в одной — в семь, в шести — в восемь, в одной — в девять, в одной — в десять и в одной — в одиннадцать раз.

[1] Здесь и в дальнейшем кларки приводятся по А. П. Виноградову (1962).

В 94 пробах различных разновидностей вулканогенных пород Тамдытау определялось содержание ниобия. В результате установлено, что в кислых разностях ниобий, как правило, отсутствует или содержится в количествах ниже кларковых.

Химический состав пород диабаз-

Автор анализа и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
			Покровная фация вулка				
А. А. Кустарникова (1969), 1516	Амфиболов. сланец	ЮЗ окончание Каратюбе	52,10	1,03	17,66	3,83	6,82
А. А. Кустарникова (1969), 1519	То же	Там же	50,16	1,33	17,96	4,09	9,10
			Покровная фация вулка				
М. М. Посохова (1952), 927	Кварцевый порфир	ЮЗ сел. Лятобанд	75,26	Сл.	15,89	0,18	1,00
М. М. Посохова (1952), 922	То же	Там же	72,46	Сл.	14,96	0,24	1,71
М. М. Посохова (1952), 1399—9	„	„	70,86	Сл.	15,06	0,52	1,26
М. М. Посохова (1952), 1408	„	„	75,80	Сл.	14,44	0,10	1,07
			Субвулканическая фация				
Г. К. Ляшенко (1962), 506/46	„	Урочище Боянкара	73,18	0,10	14,59	0,11	1,70
Г. К. Ляшенко (1962), 26/63	„	Восточн. Коксайский участок	77,44	0,12	12,86	0,40	1,30
Г. К. Ляшенко (1962), 40/53	„	Дауташская дайка (центр. часть)	77,34	Сл.	15,44	0,27	1,83
Г. К. Ляшенко (1962), 80/46	„	Аксамбийская дайка (эндоконтакт)	74,66	0,05	13,07	0,36	1,30
Г. К. Ляшенко (1962), 40/46	„	Там же	76,86	0,05	12,35	0,21	1,20
Г. К. Ляшенко (1962). 40-а/53	„	„	77,40	—	12,15	1,76	0,57
Г. К. Ляшенко (1962), 38/53	„	„	75,52	—	14,21	1,27	1,29
А. А. Кустарникова (1967), 1507	Кварц-альбитофир	ЮЗ оконечность Каратюбинских гор	73,70	Сл.	15,30	0,66	1,39
А. А. Кустарникова (1967), 1513	Кварцевый порфир	Там же	76,90	Сл.	10,90	2,23	1,05
А. А. Кустарникова (1967), 1523	Кварцевый альбитофир	„	72,23	—	15,18	1,87	0,66
А. А. Кустарникова (1967), 1526	Кварцевый порфир	„	75,87	Сл.	11,90	1,02	1,06

Единичные определения Ta, Li, Rb в альбитофирах показали значения ниже кларковых.

Таким образом, наибольшие концентрации в вулканогенных породах образуют цинк, медь и отчасти ниобий. Вместе с тем минералы этих элементов не обнаружены ни в шлифах, ни в протолочках вулканогенных пород.

Таблица 30

кварц-кератофировой формации

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	$-H_2O$	$+H_2O$	П.П.П.	Σ
нитов основного состава											
0,11	6,12	8,60	2,67	0,21	Не обн.	0,00		1,10	Не обн.		100,25
0,01	5,10	8,20	2,80	0,44	Не обн.	0,00		1,00	Не обн.		100,19
нитов кислого состава											
0,01	0,45	0,84	1,68	3,40	0,02	0,26	0,07	0,02		1,60	100,31
0,00	0,70	0,70	3,34	4,51	0,02	0,40	0,44	0,02		1,40	100,05
Сл.	0,60	1,10	3,30	3,78	0,02	1,20	0,14	0,20		2,44	98,92
Сл.	0,50	1,00	3,62	2,25	0,03	0,22	0,02	0,04		1,60	100,38
вулканитов кислого состава											
0,08	0,40	0,99	1,48	5,13	0,11	0,10			0,24	1,90	99,51
0,02	0,15	1,10	2,04	4,20	0,01	—	0,01	—	—	0,23	99,88
Сл.	0,49	0,77	1,24	3,12	0,09		0,02			0,15	100,76
0,07	0,15	1,32	3,12	4,73	0,03		0,01		0,10	0,86	99,83
0,05	0,25	0,78	2,88	4,27	0,06	0,15			0,10	0,54	99,75
Сл.	0,68	1,40	4,57	0,94	0,01		0,03			0,10	99,70
Сл.	0,82	1,59	4,10	1,70	0,05		0,02			0,26	100,81
—	1,67	1,50	2,75	1,48	Сл.	—	—	0,32		0,90	99,67
—	1,34	2,10	2,68	2,59	Сл.	—	—	0,12		0,14	100,05
0,05	0,44	1,20	3,76	2,88	Сл.	—	—	0,20		1,10	99,64
—	1,09	1,30	1,44	5,24	Сл.	—	—	0,38		0,86	100,16

Самым же распространенным рудным минералом в вулканогенных породах является пирит. Он установлен в протолочках всех разновид-

ностей пород, но максимальные концентрации его наблюдаются в субвулканических плагиофирах и туфах кислого состава. В туфах он образует кубические, пентагон-додекаэдрические, реже октаэдрические кристаллы размером от микроскопических до 2—4 *мм*. Значительно меньше его в пелитовых туффитах.

Как правило, пирит равномерно рассеян в породе, но там, где пирокластические образования перекрываются кремнистыми образованиями, наблюдаются концентрации его нередко в виде согласных

Химический состав пород трахиба

Автор анализа и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
А. А. Кустарникова (1969), 240	Плагиоклазовый порфирит	Скв. Хорезм., интервал 2778—2791	50,84	1,08	19,62	2,64	3,21
А. А. Кустарникова (1969), 243	Трахиандезит	Там же, интервал 2821—2828	59,98	0,72	16,76	4,60	0,18

окисленных колчеданных тел, локализующихся в антиклинальных складках третьего и четвертого порядков. Такие «железные шляпы» широко развиты в бассейне саев Тескудук, Ченгельды, Ажрыкты (Тамдытау). По данным И. Х. Хамрабаева (1958), в них также отмечается повышенное содержание цинка, меди, свинца и других металлов, что свидетельствует о генетическом родстве их с вулканогенными образованиями андезит-альбитофировой формации.

Спектральными анализами во всех разновидностях вулканогенных пород андезит-альбитофировой формации Султануиздага, за исключением породообразующих, установлены следующие элементы: P, B, Mn, Au, Ti, V, Cr, Ba, Sr, Ag, Cu, Pв, Zn, As, Ni, Co, Mo, Be, Zr, Se. Чаще всего превышают кларковые содержания медь, цинк, свинец, хром, никель, кобальт. Повышенные концентрации этих элементов характерны в основном для диабазовых порфиритов и спилитов более древней спилито-диабазовой формации, тогда как в андезит-альбитофировой формации они концентрируются в участках интенсивного развития пирита или в зонах вторичных изменений вулканогенных пород. Так, в отдельных оруденелых зонах Зенгибобо и др. содержание меди часто превышает 1%, а сурьма содержится в заметных количествах.

В настоящее время изучено сорок протолочных проб из различных пород и зон рассматриваемой формации Султануиздага. Они представлены пиритом, магнетитом, мартитом, гематитом, ярозитом, малахитом, реже встречаются азурит, хризаколла, халькозин и халькопирит. Во многих пробах отмечаются знаки серебра, в единичных — золото, флюорит, барит. Так, в андезитовых порфиритах восточной части Каратау пирита более 1500 *г/т*. Максимальное содержание минералов меди в Шейхджейли (малахит — 6090 *г/т*, халькозин — 4200 *г/т*) отмечено на западе в русле одного из меридиональных сайков среди трещиноватых пропилитизированных туфов порфирита. Золото в этих же пробах, по данным пробирного анализа, обнаружено в следах, серебро содержится в количестве от 0,4 до 6,8 *г/т*.

Спектральным анализом в чистом пирите (10 проб) установлены примеси следующих элементов: Ba — 0,009—0,01%; Mn—0,01—0,9;

Ti—0,01—0,1; Cu—0,001—0,009; Pb—0,001; As—0,01—0,09; Ni и Co—0,001. В единичных пробах пирита содержатся цинк (0,01—0,1), серебро (0,01—0,001) и молибден.

В диабазо-кварц-кератофировой формации гор Каратюбе спектральным анализом обнаружены Mn, Ba, Ti, Zn, Sr, Zr, V, Cu, Be, Ni, Cr, Co. Содержание большинства из них меньше кларкового, количество Mn, Ni, Be, Zn и Ba превышает кларковое в 2—4 раза.

Таблица 31

зальто-трахидацитовой формации

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	$-H_2O$	$+H_2O$	П.П.П.	Σ
Не обн.	6,11	6,70	2,70	1,37	Не обн.	4,10	Не обн.	0,96		0,16	99,49
0,02	2,86	4,80	3,58	3,20	Не обн.	1,89	Не обн.	1,42		0,19	100,20

По данным В. С. Чекунова, некоторые разности субвулканических кварцевых порфиров содержат до 2% марганца, на основании чего он делает вывод об эксгаляционно-осадочном генезисе марганцевых месторождений Каратюбе.

В породах трахибазальт-трахидацитовой формации единичными спектральными анализами, кроме породообразующих элементов, установлены Ba, Sr, Mn, V, Cr, Cu, Zn, Ni, Co, Be, Zr, Ga чаще всего в количествах ниже кларковых.

Глава IV

К ВОПРОСУ О РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Рудоносность вулканогенных формаций Западного Узбекистана только начинает исследоваться. Кроме марганцевых месторождений Каратюбе, формирование которых В. С. Чекунов связывает с эксгаляционно-осадочной деятельностью, в Западном Узбекистане не известны месторождения, обусловленные вулканизмом. Вместе с тем при сравнительном изучении магматизма этого региона возникла мысль о некотором сходстве его с Уралом (Хамрабаев, Кустарникова, Свириденко, 1964), а в результате углубленного исследования вулканизма отдельных районов выявились определенные черты сходства с конкретными частями Урала. Например, обнаружено много общего в вулканизме Султануиздага, Мугоджар и Южного Урала (Кустарникова, Рахматуллаев, Каюмов, 1968). В Мугоджарах открыты крупные месторождения медноколчеданного типа, генетически связанные с вулканизмом.

Естественно, это обращает внимание исследователей вулканизма Западного Узбекистана на характер критериев рудоносности вулканогенных формаций.

Выделение критериев рудоносности магматических комплексов связано с заключительной стадией изучения магматических пород и базируется на их детальном и всестороннем исследовании (Хамрабаев, 1969).

Имеющиеся у нас фактические материалы, а также данные других исследователей, позволяют внести пока лишь скромный вклад в разработку некоторых критериев рудоносности вулканогенных формаций Западного Узбекистана.

Важнейшими признаками генетической связи месторождений или рудопроявлений с вулканогенными породами являются:

1) обогащенность рудным компонентом эффузивов и субвулканических образований;

2) общность или близость геологического возраста пород экструзий, связанных с ними эффузивов и оруденения;

3) тесная пространственная ассоциация оруденения с вулканогенными образованиями;

4) состав руд, свидетельствующий о приповерхностном их отложении: присутствие сульфосолей, сульфатов, гематита;

5) резко выраженная телескопированность руд и широкое развитие коломорфных текстур и др.

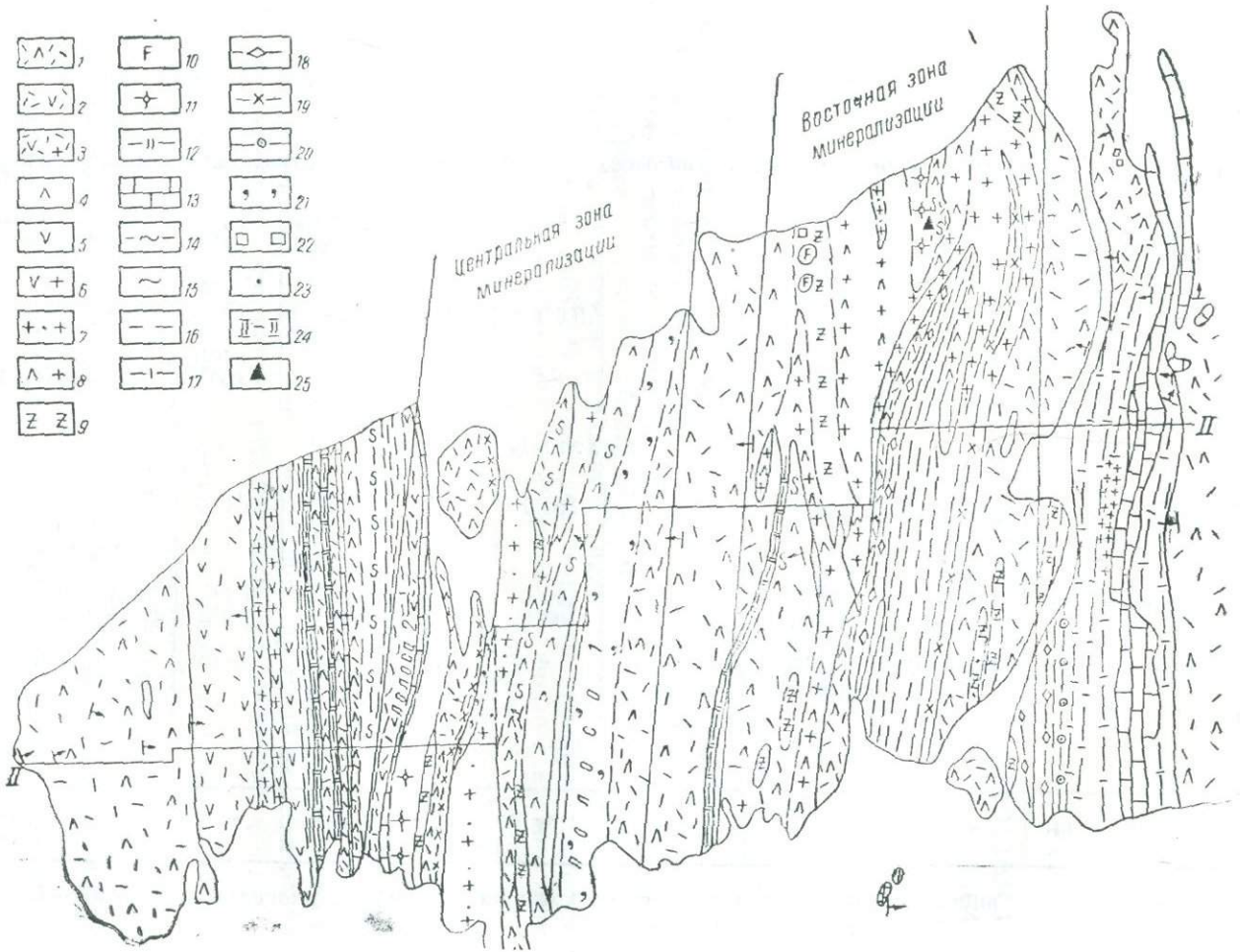
Очень благоприятствует рудоотложению дифференциация магмы от основного состава к среднему до кислого (Котляр, 1960).

Таблица 32

Результаты спектральных и спектрально-химических анализов по восточной зоне минерализации Зенгибобо (Султануиздаг), %

Порода	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Sb	Bi	Mo	Au, г/т
				I участок						
Пропилиты слабо сульфидизированные (10 пр.)	0,01—0,5	0,001—0,005	0,01—0,05	—	<0,001—0,01	<0,001—0,01	0,01—0,5 (в 2 пр.)	—	<0,001	0,005—0,01 (в 3 пр.)
Пропилиты окварцованные и сульфидизированные (8 пр.)	0,5—>1,0	0,001—0,005 (в 2 пр.)	0,01—0,05 (в 1 пр.)	0,001—0,005	<0,0001	<0,001—0,05	—	—	0,001—0,1	0,01—0,1 (в 6 пр.)
Ноздреватый жильный кварц, насыщенный малахитом (1 пр.)	>1,0	0,01—0,05	0,05—0,1	0,001	—	<0,001	0,01—0,05	—	<0,001	Не опр.
				II участок						
Пропилиты, слабо сульфидиз. (2 пр.)	0,005—0,01	—	—	—	—	<0,001	—	—	—	0,01
Жильный кварц с сульфидами (2 пр.)	0,1—>1,0	0,001—0,005	—	<0,001	—	—	—	—	—	0,2
Жильный кварц, обогащенный лимонитом (2 пр.)	0,1—0,5	0,001—0,005	—	—	—	—	—	—	0,001—0,005	0,02

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР аналитиком М. Я. Камцон.


Восточная зона минерализации
Центральная зона минерализации
II
II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

Конечно, не все перечисленные выше признаки можно отнести к петрографо-геохимическим критериям, но при прогнозировании полезных ископаемых значение их трудно переоценить.

Так, основными критериями медноколчеданной рудоносности в Мугоджарах являются:

1) наличие вулканогенных пород андезито-липаритовой формации среднедевонского возраста;

2) наличие зон меридиональных тектонических разломов, в которых вулканиты рассланцованы, брекчированы и местами превращены в листоватые зеленые сланцы. Породы пропилитизированы, окварцованы, обелены и лимонитизированы;

3) пространственная, а возможно, и генетическая связь медноколчеданных залежей, с габбро-плагиогранитовыми интрузиями;

4) участки неглубокого залегания околорудных измененных пород характеризуются комплексными ореолами рассеяния меди, цинка, свинца, серебра. В первичных ореолах рассеяния над рудными телами образуются аномалии меди, цинка кобальта, мышьяка, молибдена, ртути.

Описанные критерии установлены и в Султануиздаге, и прежде всего в возвышенности Зенгибобо, сложенной андезит-альбитофировой формацией среднего девона. Наличие меридионально простирающихся разломов обусловливает рассланцевание пород, в разной степени пропилитизированных, окварцованных и пиритизированных. Имеются здесь субвулканические образования кварц-альбитофирового состава, а также интрузии габбро-диабаз-плагиогранитовой формации.

В Зенгибобо выделены две зоны минерализации — восточная и центральная (рис. 22).

Для первой характерны медноколчеданный и магнетит-гематитовый типы минерализации, развитые в интенсивно пропилитизированных, рассланцованных и катаклазизированных андезитовых порфиритах, прорванных интрузиями габбро-диабаз-плагиогранитовой формации.

Рудные минералы, ассоциирующие с поздним кварцем, представлены халькопиритом, пиритом, халькозином, редко купритом. Они встречаются и в виде мелкой вкрапленности или прожилков в пропилитизированных зонах, трещины которых, кроме того, сильно насыщены медной зеленью, образующей корочки, скопления или радиально-лучистые агрегаты малахита, редко азурита.

Кроме отмеченных рудных минералов, в протолочных пробах этих пород встречены сфалерит, магнетит и гематит в единичных знаках.

Линза гематит-магнетитового состава установлена в дайке диабаза на юго-востоке этой зоны минерализации.

Результаты спектральных анализов проб и образцов из этой зоны приведены в табл. 32 (данные Х. Р. Рахматуллаева). Проверка проб с высоким содержанием меди (0,1 до $> 1{,}0\%$) полярографическим методом показала, что в них содержится от 0,1 до 3,3% этого элемента.

Рис. 22. Схема распространения магматических, метаморфических и рудных образований гор Зенгибобо. Составила А. А. Кустарникова, 1968 г.

1 — туфы порфирита; *2* — туфы дацит-порфира; *3* — туфы кварцевого плагиопорфира; *4* — андезитовые порфириты; *5* — дацит-порфиры; *6* — кварцевые плагиопорфиры (альбитофиры); *7* — плагиограниты; *8* — кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты; *9*-диабазы, габбро-диабазы, габбро; *10* — пироксениты; *11* — сиенито-диориты; *12* — микрокварциты; *13* — известняки; *14* — хлорит-плагиоклазовые сланцы; *15* — пропилитизированные породы; *16* — серицит-хлоритовые сланцы; *18* — графито-слюдисто-кварцевые сланцы; *18* — слюдисто-карбонат-кварцевые породы; *19* — слюдисто-кварцевые сланцы; *20* — дистеновые сланцы; *21* — обеленные зоны с сульфидной минерализацией; *22* — участки интенсивного развития пирита; *23* — участки проявления гематита и магнетита; *24* — линия геологического профиля; *25* — район древних выработок.

Центральная зона минерализации представлена окварцованными, альбитизированными и сульфидизированными хлоритовыми и кремнистыми сланцами, доломитами и туфами андезитовых порфиритов, прорванных диоритами и плагиогранитами, а также многочисленными жилами кварца.

В протолочках кварцевых жил отмечаются пирит, халькопирит, сфалерит и знаки самородного висмута.

Геохимическими исследованиями в пределах центральной зоны обнаружены заметные содержания меди и отчетливые признаки золотого оруденения (табл. 33, данные Х. Р. Рахматуллаева). Кроме того, для нее характерны серебро, сурьма и висмут.

Приведенные данные во многом сходны с материалами по Мугоджарам и могут, с нашей точки зрения, рассматриваться как критерии медноколчеданной рудоносности андезит-альбитофировой формации Султануиздага. Другой пример — аналогичная вулканогенная формация, развитая в Тамдытау. Здесь в эффузивных и субвулканических образованиях главным рудным минералом является пирит. Содержание его возрастает в разновидностях кислого состава, достигая максимума в плагиопорфирах, где он образует густую вкрапленность. Пирокласты также содержат пирит, который в кислых разностях нередко дает концентрации в виде рудных залежей, особенно в междуречье Тескудук—Ченгельды, где они в виде прерывистой цепи пластообразных тел прослеживаются на протяжении 3 *км* при ширине полосы 50—100 *м*. Мощность отдельных залежей колеблется от 0,5 до 8 *м* при длине тел от 30—40 до 100—150 *м*. При этом они повсеместно перекрываются кремнистыми породами.

Методом полярографии в эффузивах и субвулканических образованиях этого района определялись полиметаллы. Среди них медь и цинк содержатся в количествах, в 2—10 раз превышающих кларковые. Спектральными и отчасти химическими анализами в этих породах обнаружены хром, никель, свинец, молибден, барий, стронций, марганец, ванадий, германий, таллий, теллур, ниобий и другие, количество которых, как правило, превышает кларковое. Спектральным анализом[1] в указанных выше рудных телах установлены: молибден —0,001%—0,5%; медь — 0,001—0,5%; свинец — 0,001—0,05% (в единичных пробах до 0,1%); цинк — 0,01—3,0%; мышьяк—0,01% (в единичных пробах до 0,1—0,5%); серебро—0,005% (в единичных пробах до 0,01%); кадмий — 0,01%, сурьма—0,01% (в единичных пробах до 0,5%); никель—0,1%; кобальт — 0,01%; марганец — 0,1%; хром — 0,01%; ванадий — 0,01% (в единичных пробах до 0,1%); фосфор — 1% и др.

Химическим анализом в единичных бороздовых пробах обнаружены: золото в «следах» (в одной пробе —0,2 *г/т*), серебро (во всех пробах) — 0,4—14 *г/т*, селен — 0,0007—0,0065%, теллур — следы — 0,0005%, индий — следы, таллий — 0,0002—0,0004%.

Минералогический состав рудных тел сравнительно прост. Они образованы массивным или натечным гематитом, лимонитом, ярозитом, гетитом, гидрогетитом, в меньшем количестве встречаются алунит, галлуазит, бирюза, хризоколла и др. Пирит считается преобладающим сульфидным минералом. Сфалерит и галенит устанавливаются в протолочках. Там же отмечаются киноварь и блеклые руды, содержащие сурьму и мышьяк[2].

---

[1] Данные спектральных и химических анализов, а также результаты минералогических исследований рудных тел заимствованы у Х. Р. Рахматуллаева (1965).

[2] Мышьяк, сурьму, золото и некоторые другие элементы Х. Р. Рахматуллаев (1965) склонен связывать с более поздним, верхнепалеозойским этапом оруденения, обусловленным проявлением гранитоидного магматизма.

Таблица 33

Результаты спектральных и спектрально-химических анализов по центральной зоне минерализации Зенгибобо (Султануиздаг), %

Порода	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Sb	Bi	Mo	Au, г/т
					I участок					
Окварцованные туфы порфирита (3 пр.)	0,001—0,05	0,001—0,005	0,01—0,05 (в 1 пр.)	—	<0,001 —	0,001 0,005 (в 1 пр.)	—	—	—	0,01—0,04
Жильный кварц (5 пр.)	0,001—1,0	0,001—0,005 (в 2 пр.)	0,01—0,05 (2 пр.)	0,001—0,01 (2 пр.)	<0,001 (в 1 пр.)	0,0001 (в 1 пр.)	<0,1—0,5 (в 1 пр.)	0,001 0,005 (в 1 пр.)	—	0,01 1,5
					II участок					
Окварцованные плагиограниты и сланцы (4 пр.)	0,01 - 0,5	0,001 0,005	0,01—0,05	—	<0,001	<0,001—0,005	—	—	—	0,03—0,04
Жильный кварц (2 пр.)	0,005—0,05	0,001—0,005	—	—	<0,001	—	—	—	—	0,02—0,1

В одном полированном шлифе из рудного тела А. К. Касымовым установлены единичные пластинки золота.

Из приведенных выше данных следует, что и в вулканогенных породах, и в рудных телах состав элементов в основном одинаковый. Элементы, которые в эффузивах содержатся в количествах, превышающих кларки, образуют наибольшие концентрации и в рудных телах. Это прежде всего относится к цинку и меди. Таким образом, для этих элементов устанавливается прямая зависимость, т. е. повышенные кларки цинка и меди в эффузивах указывают на потенциальную металлоносность магмы этими элементами. Однако для концентрации их необходимы другие благоприятные факторы, способствующие локализации. На примере Тамдытау таким благоприятным фактором, по нашему мнению, является тип вулканизма, при котором отсутствуют излияния магмы кислого состава и преобладают экструзивная и эксплозивная фации, представленные, с одной стороны, некками, дайками, межпластовыми залежами кварцевых альбитофиров, а с другой — пачками пирокластических пород кислого состава, которые играли, по-видимому, роль сорбента — осадителя этих металлов. Немаловажное значение при этом имели и кремнистые образования, которые служили хорошим экраном при последующих перемещениях рудных компонентов.

Отмечается наличие структурного контроля за размещением оруденения, которое локализуется главным образом в антиклинальных складках третьего и четвертого порядков.

Несколько иначе обстоит дело с железом, представляющим главную часть залежей. По содержанию железа все разновидности вулканогенных пород относятся к категории «бедных» или в редких случаях «нормальных». Между содержанием его в магматических породах и возможностью концентрации в виде рудных залежей наблюдается обратная зависимость. Но минеральная форма проявления во всех случаях одинакова. Как указывалось выше, главным рудным минералом вулканогенных пород Тамдытау является пирит, им же или продуктами окисления его сложены рудные залежи. В Султануиздаге значительная роль принадлежит магнетиту и рудные тела здесь также состоят из магнетита и продуктов его окисления.

Отсюда можно сделать вывод, что петрографо-геохимические критерии рудоносности различных элементов не одинаковы.

Приведем другой пример. Работами В. С. Чекунова (1963) доказывается, что марганцевые месторождения и рудопроявления Каратюбе генетически связаны с древним (O—S) вулканизмом. Они локализуются исключительно в осадочно-пирокластических породах, но корневые части эффузивов и субвулканические образования, широко развитые здесь в виде даек и межпластовых залежей кварцевых и фельзитовых порфиров, также в значительном количестве содержат марганец — иногда до 2%.

Ф. Хегеман, детально изучавший эффузивно-осадочный тип марганцевых месторождений, считает характерным для них наличие примесей титана, ванадия, хрома, кобальта и никеля. Именно эти элементы в количествах, превышающих кларковые, содержатся в вулканогенных породах Каратюбе. Кроме того, они наряду с марганцем, характерны для вулканогенных пород Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Кульджуктау и Султануиздага, а в последнем среди джамансайской вулканогенной свиты обнаружены даже марганцевые рудопроявления.

Я. С. Висьневский впервые (1937) обнаружил в районе горы Карачингиль (Султануиздаг) рудные тела, сложенные родонитом и браунитом. Позднее (1962) эту находку подтвердил А. С. Свириденко, открыв-

ший еще ряд рудных точек вдоль западного экзоконтакта Тебинбулакского интрузива с джамансайской осадочно-вулканогенной свитой. Рудные тела, сложенные родонитом, псиломеланом, полианитом, имеют линзообразную форму и небольшие размеры (0,3×1,5—6 *м*).

В 1964 г. А. Каюмов нашел марганцевые минералы в кварцевых жилах, секущих джамансайскую осадочно-вулканогенную свиту. Они выполняют пустотки и трещинки вышеуказанных кварцевых жил и представлены псиломеланом, пиролюзитом, родонитом и полианитом.

Таким образом, геохимическим критерием марганцевоносности вулканогенных формаций, кроме повышенных содержаний в них самого марганца, может служить присутствие титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля. Пириты из пород андезит-альбитофировой формации Султануиздага также содержат марганец до десятых долей процента. Приведенные факты позволяют рассматривать Султануиздаг как район, перспективный на поиски месторождений марганца.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие предварительные выводы о рудоносности вулканогенных формаций.

1. Наряду с петрографо-геохимическими критериями рудоносности, по-видимому, необходимо выделять петрологические (Хамрабаев, 1969), которые по отношению к первым будут иметь более высокий порядок и определять потенциальные возможности вулканогенной формации в целом. К ним относятся исходный состав магмы, наличие процесса дифференциации магмы в продуктах от основного состава до кислого, продолжительность и масштаб вулканизма в целом, тип вулканической деятельности, сопряженность генетически родственных вулканогенных и интрузивных формаций.

2. Петрографо-геохимическими критериями определяется тип рудоносности вулканогенных формаций. Они для разных элементов или групп их различны.

3. Для цинка и меди важнейшим геохимическим критерием рудоносности служит относительная обогащенность ими всех разновидностей вулканогенных пород.

4. Петрографическим критерием является резкое преобладание среди кислых разностей вулканизма продуктов экструзивной (альбитофиры) и эксплозивной (туфы) фаций.

5. Благоприятные структурно-литологические факторы обусловливают концентрацию и размещение оруденения. К их числу относятся: большая мощность туфогенных пород, перекрываемых горизонтами кремнистых образований, и наличие антиклинальных складок III и IV порядков, зон разломов и брекчирования и др.

6. Для железа, составляющего главную массу колчеданных залежей, все упомянутые выше критерии применимы, кроме петрохимического, который дает обратные соотношения между содержанием железа в вулканогенных породах и рудных залежах. Он заменяется минералогическим, выражающимся в том, что акцессории вулканогенных пород и оруденение представлены одним и тем же рудным минералом.

7. Геохимическим критерием рудоносности марганца является повышенное содержание его в вулканогенных породах, а также сопутствующих ему элементов — Ti, V, Cr, Co Ni.

Приведенные здесь материалы очень малочисленны, а выводы — предварительны. Несомненно, что детальные исследования в этом направлении внесут соответствующие коррективы в уже установленные связи явлений, а также откроют новые, что, безусловно, будет способствовать более точному прогнозированию полезных ископаемых, связанных с вулканогенными формациями Западного Узбекистана.

ЧАСТЬ III

ВОСТОЧНЫЙ УЗБЕКИСТАН

Глава I

КУРАМИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ПОДЗОНА

Кураминская подзона включает западную часть хребтов Каржантау и Чаткальского, а также хребты Кураминский и Моголтау. В структурном отношении она составляет юго-восточную часть Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса, заложенного в верхнем палеозое на байкальско-каледонском складчатом основании вдоль границы Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы и Средне-Тянь-Шаньского срединного массива.

Пояс протягивается в северо-западном направлении от характеризуемого района — на юго-востоке до побережья Аральского моря — на северо-западе на 1000 км при ширине от 80 до 170 км. Палеозойские образования пояса обнажены лишь в пределах перечисленных хребтов. На остальной, большей, части они перекрыты мощным чехлом осадков мезокайнозоя и вскрыты одиночными скважинами и подтверждены геофизическими исследованиями.

Около 90% территории подзоны сложено магматическими комплексами верхнего палеозоя, среди которых половина представлена вулканогенными породами (рис. 23).

РОЛЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПОДЗОНЫ

Основные черты геологического развития. В истории геологического развития Кураминской подзоны в палеозое намечаются три периода, отличающиеся тектоническими режимами: докаледонский, каледонский и герцинский. При этом основные черты современного строения палеозоя подзоны обусловлены геологическими процессами герцинского периода.

В докаледонский период, охватывающий весь кембрий и часть ордовика, территория подзоны являлась составной частью Средне-Тянь-Шаньского срединного массива, сложенного протерозойскими осадочно-магматическими комплексами. Этот массив обособился в начале кембрия, в период расчленения протерозойской Китайской панплатформы и заложения в ее теле геосинклинальных систем Северного и Южного Тянь-Шаня. В тектоническом отношении массив представлял собой жесткую тектоническую глыбу (поднятие), разделяющую указанные системы.

Процессы байкальского тектогенеза создали в массиве сложную мозаику тектонических структур, план которых играл существенную

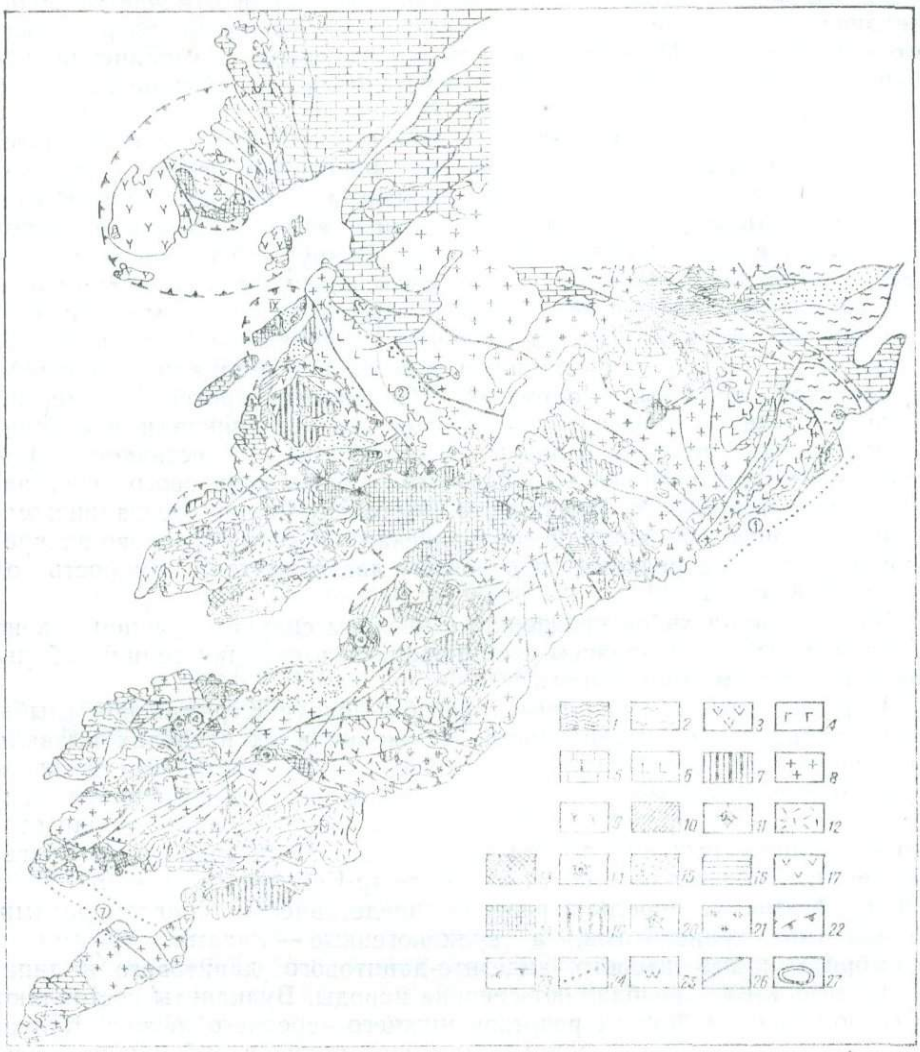


Рис. 23. Схематическая вулканологическая карта Кураминской подзоны (по В. А. Арапову).

1 — кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы рифея (?); *2* — песчаники, сланцы, алевролиты силура; *3* — андезито-липаритовая формация нижнего девона; *4* — неокаледонские гранитоиды; *5* — известняки и доломиты среднего, верхнего девона и нижнего карбона; намюр-нижнебашкирская липарит-андезитовая формация: *6* — лавово-пирокластическая фация; *7* — субвулканическая; *8* — группа раннебашкирских гранитоидных формаций; башкирско-московская андезитовая формация: *9* — лавово-пирокластическая; *10* — субвулканическая и купольные фации; *11* — центры извержений центрального типа; средне-верхнекарбоновая дацитовая формация: *12* — лавово-пирокластическая, игнимбритовая; *13* — субвулканическая фации; *14* — центры извержений центрального типа; нижнепермская липарит-андезитовая формация: *15* — лавово-пирокластическая фация; *16* — субвулканическая; нижне-верхнепермская липаритовая формация: *17* — лавово-пирокластическая, игнимбритовая; *18* — субвулканическая; *19* — купольная фации; *20* — центры извержений центрального типа; *21* — позднепермско-раннетриасовые граниты; границы кольцевых вулкано-тектонических депрессий: *22* — карбоновых; *23* — пермских; *24* — границы вулкано-тектонических грабен-синклиналей; *25* — зоны осветления; *26* — разломы; *27* — границы локальных кальдеров проседания.

Кольцевые вулкано-тектонические депрессии (цифры на рис.):

I — Ташкескенская; *II* — Адрасманская; *III* — Лашкерекская; *IV* — Камчикская; *V* — Кугалинская; *VI* — Карабашская; *VII* — Чилтенская; *VIII* — Кызылнуринская; *IX* — Майгашканская; *X* — Каржантауская.

Вулкано-тектонические грабен-синклинали:

1 — Гавасайская; *2* — Тереклинская; *3* — Шавас-Дукентская; *4* — Алмалыкская; *5* — Алтынтопканская; *6* — Курусай-Джангалыкская; *7* — Такелийская.

роль в дальнейшем его развитии. В этом отношении отмечается большое значение глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направления. Их обновление в каледонский и герцинский периоды оказало основное влияние на условия осадконакопления и магматизм.

Следующий период связан с проявлением каледонского тектогенеза, начавшегося с середины ордовика и завершившегося в среднем девоне. В этот отрезок времени произошла дальнейшая переработка Средне-Тянь-Шаньского срединного массива, в южной части которого обособилась жесткая Кураминская глыба. Вокруг неё в течение второй половины ордовика и раннего силура располагались сравнительно узкие миогеосинклинальные прогибы, заполнявшиеся мелкообломочным терригенным материалом с незначительным проявлением вулканизма. Элементы этих прогибов сохранились в восточной и западной окраинах Кураминской подзоны. Восточный (Сумсар-Коксарекский) прогиб заполнен толщей нижнесилурийских сланцев, песчаников и алевролитов, содержащих прослои и линзы конгломератов, известняков, туфов и лав андезитового, спилито-диабазового, и реже дацитового состава; мощность толщи 2950 *м*. В западном (Моголтау-Сардоб-Болгалинском) прогибе развита ордовик-раннесилурийская песчано-сланцево-алевролитовая толща с редкими прослоями лав спилитов; мощность от 2500 до 3500 *м*.

Замыкание прогибов произошло в позднем силуре — раннем девоне и сопровождалось внедрением в сминавшиеся в складки толщи небольших объемов гранитной магмы.

В раннем девоне окраинные прогибы вокруг Кураминской глыбы вновь проявили свою мобильность. Подвижки в их пределах вызвали интенсивную вулканическую деятельность. В континентальных и частично прибрежно-морских условиях на фоне непрерывно-прерывистого опускания в прогибах образовались значительные толщи осадочно-вулканогенных пород. Мощность их в Моголтау-Сардоб-Болгалинском прогибе около 1000 *м*, а в Сумсар-Коксарекском — до 1350—2000 *м*. Осадочные породы в разрезе представлены конгломератами, песчаниками, гравелитами, а вулканогенные — лавами, туфами и игнимбритами андезитового, андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава. Преобладают средние породы. Вулканиты составляют более половины мощности разрезов нижнего—среднего девона. Вулканизм завершился образованием различного размера субвулканических тел гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров и др.

В герцинском периоде (средний девон — пермь) развития Кураминской подзоны отчетливо намечается два этапа с различными тектоническими режимами: квазиплатформенным и орогенным.

Квазиплатформенный режим характерен для отрезка от живетского века до конца визейского, когда вся территория была вовлечена в медленное опускание. Трансгрессия морских вод из пределов Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы обусловила формирование в пределах подзоны карбонатных осадков мощностью 2200—2500 *м*. Каких-либо проявлений магматизма в этом этапе неизвестно.

С орогенным этапом связана интенсивная тектоно-магматическая активизация граничной глубинной зоны между Средне-Тянь-Шаньским срединным массивом и Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системой. В результате этого обширная южная окраина срединного массива была вовлечена в переработку и на ее месте в верхнем палеозое возник протяженный Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс.

Первые признаки орогенических процессов начали проявляться с конца визейского века. Они выразились в общем поднятии и расчленении морского дна на ряд островных поднятий и впадин, что фиксируется по появлению в верхневизейских карбонатных отложениях конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и редких лавовых потоков среднего и основного состава. Общая инверсия в начале намюра привела к полной регрессии морских вод за пределы региона.

С поднятием района связано обновление байкальских глубинных разломов, вызвавшее интенсивную вулканическую деятельность. Главное значение имела система Угам-Кумбельских северо-западных разломов и зона Северо-Ферганского северо-восточного разлома, вдоль которых в приразломных прогибах накапливались эффузивно-пирокластические толщи (3000—3800 *м*) дацит-трахиандезитовой формации намюр-нижнебашкирского возраста.

Дальнейшее увеличение тектонических напряжений вызвало еще бо́льшую активизацию зон глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений, по которым в раннебашкирском веке внедрились большие объемы магматического материала. Вначале вдоль этих разломов размещались небольшие тела габбро-диоритового ряда, а затем крупные интрузивные массивы гранодиорит-гранитного состава. Камерами для последних служили ядерные участки антиклинальных складок, в которые сминались карбонатные толщи $Д_2$—$С_1$. Характерно, что подавляющая масса плоских батолитовых гранитоидных интрузивов расположена в области доживетской Кураминской глыбы вдоль межформационной границы протерозойского фундамента и толщи среднепалеозойских карбонатных пород.

В результате указанных тектоно-магматических процессов на протяжении верхневизейского — раннебашкирского времени образовалось крупное геоантиклинальное сооружение (вулкано-плутонический пояс). Тело его, пронизанное огромными массами застывших плутонов, приобрело значительную жесткость. Вследствие этого дальнейшая тектоно-магматическая активность в пределах пояса на протяжении среднего — верхнего карбона и перми была связана с вертикальными глыбовыми дислокациями, сопровождаемыми извержением огромных объемов вулканического материала. Образовалась целая серия линейных и кольцевых вулкано-тектонических компенсационных депрессий, в пределах которых концентрировалась основная масса продуктов извержений.

В указанный период произошло пять вспышек интенсивной вулкано-тектонической деятельности, в течение которых сформировалось соответственно пять вулканогенных формаций (табл. 34). Последние магматические процессы орогенного этапа происходили в поздней перми и, возможно, раннем триасе.

Характеристика вулкано-тектонических структур. На территории Кураминской подзоны вулканические породы верхнего палеозоя не образуют сплошного покрова. Пространственно они концентрируются в кольцевых и линейных депрессиях (рис. 23), занимая около 50% площади подзоны. Особенности размещения в этих структурах вулканогенных пород свидетельствуют об вулкано-тектонической их природе.

Кольцевые вулкано-тектонические депрессии (мульды проседания). Эти структуры пространственно включают в себя основную массу вулканитов региона. Четыре таких мульды выделяются в Кураминском хребте (Ташкескенская, Адрасманская, Лашкерекская, Камчикская), четыре — в юго-западной части Чаткальского хребта (Карабашская, Чилтенская, Кызылнуринская и Майгаш-

канская), одна (Кугалинская) — на стыке указанных хребтов и одна (Каржантауская) — в пределах юго-западной половины хребта Каржантау (рис. 23).

Мульды изометричны в плане; диаметры их достигают 15—40 *км*, а площади — *300—800 км²*. Мульды сложены вулканитами лавово-пирокластической, экструзивной, субвулканической и жерловой фаций. *Мощность лавово-пирокластических покровов в их пределах достигает* 2500—5000 *м*. Существенное место среди пирокластических пород занимают кислые игнимбриты.

Так, в Адрасманской мульде суммарный сохранившийся объем разновозрастных игнимбритов составляет 441 *км³*, в Лашкерекской — 52,5 *км³*. В Чилтенской мульде Т. Н. Далимовым (1964) описан покров игнимбритов липаритовых порфиров мощностью 600 *м*, пло-

Таблица 34

Типы вулканогенных формаций Кураминской подзоны

Период	Этап	Формация[1]	Возраст
Герцинский	Орогенный	Щелочных базальтоидов	$P_2—T_1$ (?)
		Липаритовая	P_{1-2}
		Липарит-андезитовая	P_1
		Дацит-трахиандезит-дацитовая (андезит-дацитовая)	C_{2-3}
		Трахиандезитовая (андезитовая)	C_2
		Дацит-трахиандезитовая (базальт-трахиандезит-дацитовая)	C_{1-2}
		Андезит-базальтовая	C_1V_{3-n}
Каледонский	Посторогенный	Липарит-андезитовая	$Д_1$
	Субгеосинклинальный	Спилито-диабазовая	$O—S_1$

[1] В скобках даны названия формаций, использованные в дальнейшем.

щадью 15 *км²* при сохранившемся объеме около 9 *км³*. Игнимбриты практически отмечены во всех мульдах. Исходя из представлений о механизме, условиях образования и геологических позициях игнимбритовых фаций (*Влодавец, 1961; Мархинин, 1961; Сперанская, 1961;* Устиев, 1961; и др.), можно считать, что присутствие их — одно из доказательств компенсационного проседания участков распространения игнимбритов.

Основная масса субвулканических, экструзивных и жерловых образований в виде штоков, крупных дайкообразных тел, полукольцевых даек, дайковых поясов, куполов и некков цепочкой окаймляет мульды. Наряду с периферическим кольцом перечисленных образований в центральных частях некоторых мульд располагаются крупные субвулканы и многоканальные экструзивные купола кислых порфиритовых

пород, занимающих площадь в сотни квадратных километров (Арапов, 1968).

Каржантауская, Кызылнуринская, Лашкерекская и Адрасманская кольцевые депрессии заложены в среднем карбоне и обновлены в перми. При этом среднекарбоновые границы Кызылнуринской и Адрасманской мульд совпадают с пермскими, а внутри обширных среднекарбоновых Лашкерекской и Каржантауской мульд проседания в перми сформированы кольцевые депрессии меньшего диаметра. Остальные кольцевые структуры образовались в перми.

Механизм образования кольцевых депрессий объясняется непрерывно-прерывистым гравитационным обрушением (проседанием) кровли периферического очага, компенсирующим объем извергнутого из него вулканического материала, который накапливался на площади проседающих блоков. При этом каналами для магмы являлись как краевые полукольцевые расколы, так и разломы в центральных частях мульд, возникающие вследствие неравномерного проседания отдельных их участков.

Грабен-синклинальные вулкано-тектонические структуры также широко развиты на территории Кураминской подзоны. Выделяются семь таких структур: Такелийская, Курусай-Джангалыкская, Алтынтопканская, Шавас-Дукентская, Тереклинская, Гавасайская и Алмалыкская (рис. 23). По условиям образования, выполнению вулканитами лавово-пирокластических, жерловых и купольных фаций перечисленные структуры напоминают описанные кольцевые, отличаясь линейной формой в плане. Ширина этих структур колеблется от 2—5 до 10 *км* при длине от 20 до 45 *км*.

Грабен-синклинали в отличие от мульд проседания сложены вулканическими породами карбона и лишь в Гавасайской структуре наряду с каменноугольными развиты пермские вулканогенные формации.

Типы извержений. На основании строения разрезов лавово-пирокластических толщ и особенностей пространственного размещения различных фациальных групп пород, слагающих перечисленные выше вулканогенные формации, можно говорить о разнообразии типов извержений в регионе в течение каледонского и герцинского циклов и о субаэральных условиях накопления вулканогенных толщ.

Формирование вулканогенных формаций, состоящих в основном из средних и основных пород, сопровождалось смешанным эффузивно-эксплозивным типом извержений. В периоды преобладающих излияний лавовых потоков палеовулканы действовали по типу стромболианских извержений (коэффициент эксплозивности E=30—50), а в момент преимущественных эксплозий (E=60—80) — вулканских (Малеев, 1963). Кроме того, отдельные вулканические центры действовали по типу вулкана Безымянного на Камчатке с извержением агломератовых потоков.

Для кислых вулканогенных формаций характерно резкое преобладание пирокластического материала и широкое распространение игнимбритовых фаций (E=95—98). Это свидетельствует об эксплозивной деятельности центров извержений на протяжении всего периода формирования этих формаций по типу извержений вулкана Катмаи в 1912 г. Другой особенностью кислой вулканической деятельности являлось образование крупных многоканальных куполов в результате выжимания на поверхность больших масс вязкой кислой магмы, обедненной летучими.

Различаются формации и по типу вулканических построек. Для средних по составу характерны постройки центрального (стратовулканы) и трещинного типов. Постройки первого типа в условиях глубокой эрозии характеризуются обилием некков, купольных построек, субвулканических даек с нагромождением грубообломочной пирокластики, сменяющейся на удалении лапиллиевыми и пепловыми туфами. Трещинные извержения определяются по присутствию в разрезах обширных лавовых потоков.

Образование формаций кислого состава связано с трещинно-ареальным типом вулканической деятельности, когда по многочисленным линейным и полукольцевым разломам происходило «выдувание» огромных объемов пирокластики или выжимание вязких кислых лав, слагающих купола. Вулканические постройки центрального типа для этого вулканизма не характерны.

Глава II

БАЗАЛЬТОВО-ТРАХИАНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Базальтово-трахиандезито-дацитовая формация в пределах Чаткало-Кураминского региона впервые выделена А. Р. Ярмухамедовым (1966). К ней относятся осадочно-вулканогенные образования *аркутсайской, уинской, кызылсуйской свит.*

Отложения формации развиты в хребте Каржантау, районе горы Большой Чимган (Мазарсай, Бельдерсай и др.), бассейне р. Пскем (Испайсай), Кураминском хребте (Алмалыкский, Алтын-Топканский, Кансайский районы) и юго-западных отрогах Чаткальского хребта (район Кумышкана).

Возраст формации определяется как верхневизе-намюрский на основании находок многочисленных фаунистических и флористических остатков в осадочно-терригенных прослоях толщи, а также несогласного залегания на них отложений андезитовой формации с обломками пород базальтово-трахиандезито-дацитовой (Васильковский, 1952; Соловьева, 1963; Кушнарев, Каждан, 1958; Аваков и др., 1962; Ярмухамедов, 1966; и др.).

В тектоническом отношении породы рассматриваемой формации приурочены к локальным периферическим прогибам, окаймляющим древнее поднятие. Сформировались они в условиях смены прогибаний поднятиями.

Наиболее полные разрезы пород формации отмечены в бассейне рек Уя, Кызылсу, Аркутсай. Они имеют трехчленное строение. Нижняя и верхняя части сложены вулканогенными образованиями, средняя — вулканомиктовыми. К низам разреза формации относятся эффузивы, ранее относимые к аркутсайской свите и сложенные зеленокаменными, черными базальтовыми, роговообманковыми, плагиоклазовыми порфиритами с *пропластками туфопесчаников и туфобрекчий. Общая мощ*ность их 250 *м.* Средняя часть разреза состоит из осадочно-терригенных образований (туфоконгломератов, песчаников, известняков, глинистых сланцев, алевролитов, мергелей и органических остатков верхневизе-нижненамюрского возраста) с редкими прослоями туфов и лав среднего и кислого состава. Общая мощность около 1300 *м.* Верхняя часть разреза состоит из туфолав, игнимбритов трахиандезитового, трахидацит-липаритового, липаритового состава с прослоями плагиоклазовых порфиритов, туфопесчаников и агломератов общей мощностью 1100 *м* (рис. 24).

Нами проведены детальные исследования, дополняющие сведения о составе пород рассматриваемых формаций, дана их петрографическая характеристика с разделением на фации (рис. 25).

В пределах описываемой формации устанавливаются следующие вулканические фации: эксплозивная, эффузивная, вулкано-терригенная и субвулканическая. Широко развиты породы эксплозивной фации, встречающиеся во всех частях разреза толщи, затем следуют вулкано-терригенная, эффузивная и субвулканическая.

Эксплозивная фация. Среди пород этой фации выделяются туфы, игнимбриты и туфолавы.

Крупно- и среднеобломочные туфы порфиритового состава. Среди них можно выделить туфы андезитового и базаль-

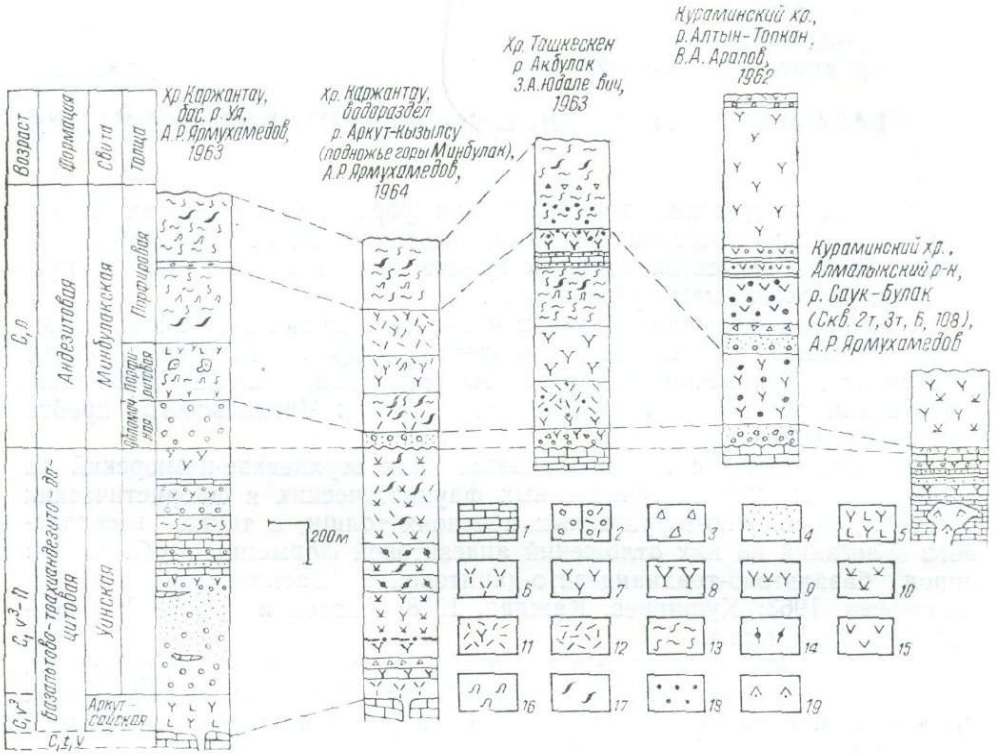


Рис. 24. Разрезы базальтово-трахиандезито-дацитовой и андезитовой формаций Кураминской подзоны.

1 — карбонатные отложения C_1; *2* — конгломераты, туфоконгломераты; *3* — лавобрекчии, туфобрекчии; *4* — песчаники, туфопесчаники; *5* — андезито-базальтовые порфириты; *6* — пироксеновые порфириты *7* — андезитовые порфириты; *8* — плагиоклазовые порфириты; *9* — трахиандезитовые порфириты; *10* — трахитовые порфириты; *11* — андезито-дацитовые порфиры; *12* — дацитовые порфиры; *13* — фельзиты, фельзит-порфиры; *14* — липариты; *15* — кварцевые порфиры и их пирокласты; *16* — туфолавы; *17* — игнимбриты; *18* — туфы; *19* — сиенито-диориты.

тово-андезитового состава. Они слагают в основном нижнюю часть разреза, мощность их до 20—30 *м*. Они имеют зеленовато-серую, темно-серую окраску и кристалло- или литокристаллокластическую структуру. Микролитовая, а иногда фельзитовая основная масса включает обломки фельзитов, порфиритов, полевых шпатов, опацитизированных цветных минералов.

Обломки фельзита размером до 0,6×0,4 *мм* с криптокристаллической основной массой и мелкими кристаллами кварца, калишпата и плагиоклаза в порфировых выделениях встречаются реже, чем (до 2,5×1,4 *мм*) дацитового состава сливной текстуры с полустекловатой основной массой, включающей в себя таблитчатые и корродированные

зерна плагиоклаза, опацитизированные чешуи биотита и ксеноморфного кварца.

Кластокристы плагиоклаза представлены ксеноморфными, вытянутыми, толстопризматическими табличками, а иногда раздробленными зернами (размером от долей до 2,5×1,5 *мм*) с простыми, полисинтетическими, зональными двойниками, соответствующими по составу олиго-

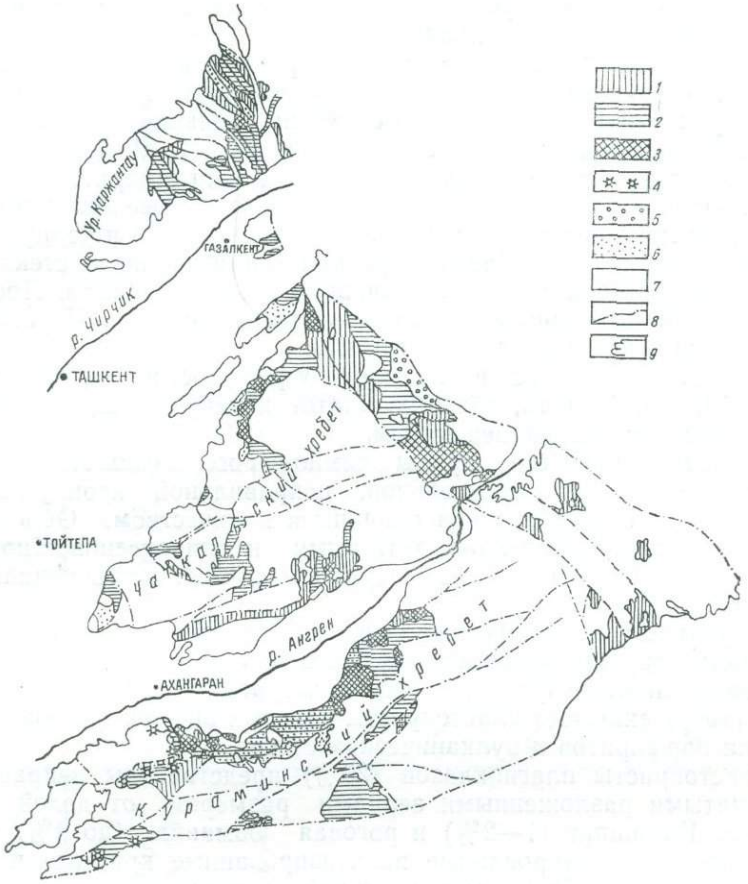


Рис. 25. Схема пространственного размещения фаций нижне-среднекарбоновых вулканитов северо-западной части Кураминской подзоны (составил А. Р. Ярмухамедов, 1968, с использованием материалов вулканологической партии МГ УзССР и В. Т. Юдина).

1 — потоки и покровы базальтово-андезитовых, андезитовых, трахиандезитовых, андезито-дацитовых, дацитовых, липаритовых, фельзитовых порфиритов и порфиров эффузивной фации; *2* — туфы, игнимбриты, туфолавы, лавобрекчии андезитового, андезито-дацитового, трахиандезито-дацитового, трахилипаритового, дацитового и липаритового состава эксплозивной фации; *3* — штокообразные, дайкообразные, куполовидные тела андезитового, андезито-дацитового, дацитового, трахиандезито-дацитового, диорит-порфиритового, гранодиорит- и липарит-порфирового состава субвулканической (экструзивной) фации; *4* — остатки жерловин и вулканических корней (центры извержения); *5* — туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты, алевролиты, прослои карбонатных и других пород вулкано-терригенной фации; *6* — зоны осветленных пород и вторичных кварцитов; *7* — выходы осадочных, метаморфических, вулканогенных и интрузивных образований среднего и верхнего палеозоя; *8* — разломы; *9* — контуры выходов палеозойских образований.

клаз-андезину, редко лабрадору. Обычно центральная часть зерен плагиоклаза замещена серицитом и карбонатом, а периферическая — альбитом. Кластокристы цветных минералов всегда опацитизированы, что мешает их точной диагностике. По кристаллографическим очертаниям устанавливаются роговая обманка и биотит. Обломки зерен кварца и калишпата встречаются редко, в мелких ксеноморфных и таблитчатых

формах, при этом калишпат — в интенсивно пелитизированном виде. Обломки пород и минералов составляют от 30 до 80% общей массы породы.

Из акцессориев в обломках и основной массе встречаются единичные зерна апатита, циркона, магнетита, клиновидного сфена. Пирит рассеян по всей массе. Породы незначительно разложены процессом пропилитизации со следующим комплексом минералов: эпидот, хлорит, серицит, кварц, альбит, карбонат.

Породы этой фации также распространены в районе гор Большого Чимгана. Здесь туфы среднего состава слагают горы Уинатай, Терсджайлау, южные и юго-западные склоны Большого Чимгана. Среди них устанавливаются впервые описанные И. М. Исамухамедовым (1947) стекловатые, кристаллокластические и агломератовые туфы.

Стекловатые туфы образуют маломощные прослои и развиты вблизи известняков. Они плотные, имеют темно-серую и черную окраску, состоят из различных обломков раскристаллизованного стекла, осколков разложенного плагиоклаза, оливина, редко биотита. Промежутки между обломками заполнены стекловатым веществом. Из акцессориев встречаются зерна апатита и магнетита.

Кристаллокластические туфы состоят из обломков роговой обманки, биотита, полевых шпатов и кварца, сцементированных скрытокристаллическим веществом.

Агломератовые туфы темно-серого, фиолетового цвета, состоят из обломков остроугольной, неправильной и округлой формы (лапилл и бомб) с резко колеблющимся количеством. Обломки представлены роговообманково-биотитовыми и пироксеново-биотитовыми порфиритами. Связывающим материалом служит разложенная стекловатая масса.

Туфолава плагиоклазового порфирита слагает среднюю часть разреза толщи мощностью около 100—120 *м*. Порода буровато-серого цвета с флюидальной текстурой. Стекловатая основная масса (40%) включает кластокристы полевых шпатов, роговой обманки, обломки порфиритов и вулканических стекол.

Кластокристы плагиоклазов (20%) представлены неправильными, таблитчатыми разложенными зернами размером от долей до 1,2××0,2 *мм*. Калишпат (1—2%) и роговая обманка (до 2%) образуют единичные хлоритизированные пелитизированные кристаллы. Обломки порфиритов (20—25%) остроугольной неправильной (размером до 2,5×3,0 *мм*) формы. По составу отвечают плагиоклазовому порфириту с интерсертальной и андезитовой структурой основной массы. Вкрапленники в них представлены табличками плагиоклаза (до 0,5×0,04 *мм*), калишпата и единичными зернами цветных минералов. Обломки (до 5%) вулканического стекла (размером до 1,2×1,4 *мм*) буровато-серого цвета, вытянутой линзовидной и лентообразной формы, на некоторых из них обнаруживаются следы оплавления. Они приобретают субпараллельную ориентировку и по краям раскристаллизовываются с образованием мелких зерен кварца и полевых шпатов в центральной части.

Игнимбриты трахиандезито-дацитового состава слагают верхнюю часть разреза, мощность их около 700—750 *м*. Главной составной частью игнимбритов являются обломки вулканического стекла, фьямме, фельзита и корродированные кристаллы полевых шпатов и цветных минералов. В зависимости от степени сваренности устанавливаются витрокластическая, пепловая, флюидальная структуры основной массы (до 40%), которая чаще раскристаллизована в микрофельзит. Кластокристы (табл. 35) олигоклаз-андезина (18—20%) и калишпата

Таблица 35

Оптические свойства и состав плагиоклазов из порфировых выделений вулканитов *базальтово-трахиандезито-дацитовой* формации

Номер шлифа	Порода	Место взятия	Координаты						2V	Закон двойникования	Номер плагиоклазов	Степень упорядоченности, по А. С. Марфунину
			Д			Р						
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
694	Роговообманковый порфирит	р. Аркут	63,5	62,5	39,5	33,5	65,0	72,0	+84	Карлсбадский	54—54	0,5
728	Плагиоклазовый порфирит	*Левый борт* р. Кызылсу	80.0	10,0	90,0	10,0	80,0	88,0	+85	Альбит-эстерельский	30	—
730	Плагиоклазовый порфирит	Там же	30,0	61,5	82,0	—	—	—	+86	Альбитовый	48—50	0,3
1и	Пироксеновый порфирит	Горы Большого Чимгана	87,0	66,0	24,0	—	—	—	—	*Карлсбадский*	—	—
2и	Пироксеновый порфирит	Там же	25	65	89	—	—	—	—	Альбитовый	38	0,3
135и	Кристаллические туфы андезитового состава	»	17,0	73,0	90,0	—	—	—	—78	То же	35	—
155и	То же	»	90,0	21,0	69,0	—	—	—	—	»	23	—
354и	»	»	16,0	74,0	90,0	—	—	—	+76	»	34	—
644	Палеотрахитовый порфирит	р. Уя	16,0	74,0	89,0	—	—	—	—	»	28—30	0,3
719	Туфолава трахиандезито-дацитового состава	р. Кызылсу	76,0	29,0	14,0	12,5	78,0	86,0	—86	Карлсбадский	25	0,1
721	То же	Там же	19,0	71,0	88,0	—	—	—	+80	Альбитовый	29	0,2
724	Туфолава *липаритового* состава	»	23,0	67,0	87,0	—	—	—	—84	Альбитовый	30	0,0
736	То же	»	88	12	78	—	—	—	+60	*Карлсбадский*	15	—

Примечание. Определения плагиоклазов в шлифах 1и, 2и, 155и, 135и, 354и *заимствованы из* работы И. М. Исамухамедова, который определял состав плагиоклазов по диаграмме В. В. Никитина.

(20%), соответствующие промежуточному микроклину Ab_{35} Or_{65} (—2 V=72—78°; ΔS=0,4—0,02), триклинному высокому ортоклазу Ab_{20} Or_{80} (2V=—46—60°; ΔS=0,85—0,7), представлены серицитизированными, альбитизированными таблитчатыми кристаллами размером от долей до 4—5 *мм* в поперечнике; роговая обманка (2%) и биотит (до 3%) образуют хлоритизированные корродированные призматические кристаллы размером 1×2 *мм*. Обломки фельзита (до 10%) и вулканического стекла (до 5—6%) угловатой, округлой, причудливой формы, оплавлены в различной степени и имеют размеры от долей до 2—3 *мм в поперечнике. Обломки стекла часто* раскристаллизованы в микрофельзит с новообразованиями поздних полевых шпатов и кварца.

Из акцессорных минералов обнаруживаются мелкие игольчатые и шестиугольные кристаллы апатита, ксеноморфный магнетит, реже идиоморфный циркон и включения титано-магнетита и сфена во вкрапленниках *калишпата.*

По зернам плагиоклаза развит серицит и альбит, иногда карбонат. Калишпат в основном пелитизирован и пертитизирован. Пертитовые вростки неправильной, округлой и причудливой формы занимают до 60—70% площади. Кварц замещает базис породы, редко калишпата и *плагиоклаза. В зонах разломов интенсивно развиты эпидот, хлорит и* кварц, образующие мелкие секущие прожилки. Рудное вещество рассеяно по всей породе.

Описываемые игнимбриты по химическому составу близки кварцевому альбитофиру и характеризуются повышенным содержанием кремнекислоты, почти равными количествами натрия и калия и резким увеличением содержания избыточного глинозёма (табл. 36, пр. 5, 4). *Однако петрографические исследования показывают, что они соответ*ствуют трахиандезито-дацитам, так как в фенокристаллах участвуют олигоклаз-андезин и ортоклаз. Альбитофировый состав, по-видимому, обусловлен последующими метаморфическими изменениями и наличием обломков кислых вулканических стекол.

Игнимбрит липаритового состава (мощность около 50 *м*) с флюидальной, сливной текстурой основной массы (55—60%), состоящей из вулканического стекла, кварца, полевого шпата и фьямме, которые раскристаллизованы в тонкозернистый кварц. В отличие от игнимбритов трахиандезито-дацитового состава в фенокристаллах, кроме олигоклаз-андезина (10%), триклинного промежуточного ортоклаза (до 15—20%), обломков фельзита с включениями фьямме, вулканического стекла, присутствуют округлые, оплавленные, причудливые зерна кварца (до 15%).

Эффузивная фация. Породы этой фации широко развиты в бассейне рек Уя, Аркут, Кызылсу. В нижней части разреза толщи обнаруживаются следующие разновидности лав.

Пироксеновые (базальтовые) порфириты представляют собой плотную скрытокристаллическую породу темно-зеленого и черного цвета. При рассмотрении под микроскопом установлена андезитовая структура с микроинтерсертальной основной массой (40—45%), состоящей из микролитов и лейст разложенных плагиоклазов (до 20%), пироксена (до 10%), вулканического стекла (до 15%) и продуктов вторичного изменения. Фенокристаллы представлены пироксеном (15%) и плагиоклазом (25—30%).

Пироксен (2V=(—) 48—50°; Ng—Np=0,008—0,015; Ng=1,708, 37% $FeSiO_3$ — гиперстен) образует удлиненные и короткопризматические (010) зерна размером от долей миллиметра до 3 *мм* в поперечнике.

Плагиоклаз представлен вытянутыми, корродированными таблит-

Таблица 36

Химический состав вулканитов базальтово-трахиандезито-дацитовой формации Кураминской подзоны

Окислы и параметры А. Н. Заварицкого	Эксплозивная фация					Эффузивная фация									Субвулканическая фация		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	56,77	51,42	56,60	71,80	71,85	53,3	50,30	50,84	53,0	54,12	52,52	63,92	64,5	65,58	69,87	56,30	58,90
TiO_2	0,61	0,67	0,65	0,23	0,13	0,82	0,88	0,95	0,97	0,97	0,57	0,36	0,44	0,48	0,30	0,41	0,65
Al_2O_3	19,66	17,38	15,71	14,93	13,82	20,54	21,40	19,05	20,35	20,59	18,74	16,89	16,52	18,27	16,64	20,20	19,83
Fe_2O_3	4,72	5,74	4,69	0,17	1,19	5,28	4,91	5,21	3,97	3,49	8,39	3,32	12,38	3,70	2,26	0,29	2,59
FeO	2,29	3,30	4,96	2,33	1,76	4,12	4,18	5,22	3,17	3,60	1,27	0,68	3,33	0,57	1,16	1,25	4,07
MnO	0,07	0,08	0,80	0,03	0,06	0,12	0,10	—	0,13	0,06	0,09	0,05	0,06	0,04	0,07	0,03	0,14
MgO	0,13	3,70	4,60	0,91	0,85	4,30	2,79	2,28	3,00	3,00	0,25	2,03	1,08	0,66	0,29	2,12	2,11
CaO	4,80	4,76	5,39	2,50	1,40	6,70	5,70	5,50	8,00	7,30	7,40	4,20	1,50	3,60	3,70	2,71	3,20
Na_2O	2,96	2,55	3,30	2,24	2,70	2,08	2,18	4,49	2,06	2,72	3,09	3,00	3,86	2,18	2,83	5,9	4,15
K_2O	4,11	2,02	0,39	2,24	4,15	2,92	3,34	3,33	2,60	1,61	5,62	4,63	3,86	3,38	2,00	3,41	2,31
П.п.п.	—	5,76	3,32	1,67	9,00	—	3,26	2,08	2,42	1,75	0,40	—	1,00	1,74	0,80	1,00	2,36
H_2O	0,36	0,24	—	0,14	0,35	0,89	0,11	0,14	0,08	0,11	Сл.	—	0,13	0,05	0,06	1,05	0,24
P_2O_5	0,10	0,10	0,09	Сл.	0,14	0,52	0,59	0,39	0,56	0,59	—	0,26	Сл.	0,14	0,28	1,35	0,20
CO_2					0,99	2,2	1,50	2,00			—	0,44	—	—			0,78
SO_3+S				0,06	0,08	0,05	0,03	0,05			1,30	—	0,01	—		4,42	0,04
Сумма	100,30	100,77	99,78	99,63	99,47	101,1	101,7	101,5	100,21	99,79	99,66	99,90	98,69	100,33	100, 2	99,43	101,47
a	13,4	9,47	8,05	8,6	11,74	9,10	10,3	15,8	8,9	9,0	16,4	13,1	14,2	8,9	9,7	19,30	12,5
c	6,1	6,49	6,78	3,0	1,66	4,8	7,5	5,7	10,4	9,6	5,3	4,8	1,8	4,4	4,4	3,5	4,0
b	13,1	17,97	17,84	8,7	6,87	23,3	19,7	15,7	13,6	14,0	13,8	7,5	11,4	10,8	7,5	8,20	16,0
s	68,3	66,06	67,20	79,8	79,73	62,6	62,9	62,8	61,9	67,3	64,8	74,9	72,6	75,0	79,0	69,0	67,5
a′	15,4	10,21	0,39	58,74	42,7	38,9	28,8	—	—	16,0	—	—	39,0	55,0	55,0	34,2	39,53
f′	53,5	56,63	54,54	26,7	36,9	29,5	45,1	64,2	57,0	49,0	65,7	48,0	45,0	34,0	38,0	18,9	38,25
m′	31,1	39,15	45,05	16,7	20,4	31,5	26,1	26,5	40,0	38,0	3,2	46,5	15,9	10,0	6,2	46,8	22,25

Продолж. табл. 36

Окислы и параметры А. Н. Заварицкого	Эксплозивная фация					Эффузивная фация									Субвулканическая фация		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
c′	—	—	—	—	—	—	—	9,3	2,1	—	—	5,5	—	—	—	—	—
n	52,60	60,65	92,9	56,2	5,00	52,3	50,0	67,8	53,0	88,0	45,5	49,0	60,7	49,7	68,0	72,44	62,6
Q	4,9	6,73	11,65	39,6	34,22	2,6	2,3	11,7	0,8	17,1	—8,6	18,5	16,6	28,7	34,6	4,10	1,60
$Fe_2O_3 : FeO$	2,0	1,74	0,94	0,07	0,74	0,79	1,1	1,0	1,2	1,2	6,2	4,89	0,71	6,4	1,9	0,23	0,63
$CaO : MgO$	4,25	1,29	1,11	2,7	1,67	1,56	2,04	2,5	4,18	2,43	—	2,06	1,4	5,45	12,7	1,28	1,52
$K_2O : Na_2O$	1,25	0,90	0,11	1,0	1,53	1,43	1,53	0,74	1,26	0,58	1,82	1,56	1,0	1,55	0,71	0,57	0,59

Примечание. 1—туф плагиоклазового порфирита, р. Кызылсу, К. А. Рахманов; 2—3—кристаллокластические туфы роговообманково-биотитового порфирита, р. Карарча, Е. М. Головин; 4—кварцевый альбитофир р. Кызылсу, Н. П. Васильковский; 5—игнимбрит трахиандезито-дацитового состава, р. Кызылсу, А. Р. Ярмухамедов; 6—пироксеновый (базальтовый) порфирит, р. Аркутсай, А. Р. Ярмухамедов; 8—афир, отвечающий основной массе плагиоклазового порфирита, р. Кызылсу, Н. П. Васильковский; 7—плагиоклазовый порфирит, р. Кызылсу, Н. П. Васильковский; 10—плагиоклазовый порфирит, междуречье Аркут—Кызылсу, К. А. Рахманов; 11—палеотрахитовый порфирит, бассейн р. Уя, А. Р. Ярмухамедов; 12—трахиандезитовый порфирит, р. Кызылсу, К. А. Рахманов; 13—фельзитовый порфир, р. Кызылсу, Н. П. Васильковский; 14—кварцевый порфир, р. Кызылсу, К. А. Рахманов; 16—17—порфириты среднего состава, гора Большой Чимган, И. М. Исамухамедов, А. С. Аделунг.

чатыми кристаллами размером до 3,2×3,6 *мм*. Из-за интенсивной серицитизации и альбитизации определение количества анортитовой молекулы затруднено.

Во вкрапленниках также обнаруживаются единичные округлые зерна, замещенные серпентиноподобным веществом, карбонатом и магнетитом, по-видимому, принадлежащим оливину.

По химическому составу (пр. 6) пироксеновый порфирит близок базальту и кварцевому базальту и характеризуется наличием избыточного глинозема, пониженной щелочностью с незначительным преобладанием калия над натрием.

Роговообманковый порфирит. Микроскопически разложенная полустекловатая, участками микроинтерсертальная основная масса (до 60%) включает фенокристаллы роговой обманки (13—14%) и плагиоклаза (до 28%). Роговая обманка (*с*: Ng=15—18°; 2V=——72—75°; Ng—Np=0,012—0,020); Ng=1,668; 35% Fe″ (Mn, Ti) образует вытянутые, корродированные по краям призмочки, ромбовидные зерна, редко с простыми двойниками, размером до 1,0×2 *мм*.

Плагиоклаз — лабрадор, представлен вытянутыми табличками, размером до 2×0,8 *мм* с простыми и полисинтетическими двойниками.

Вторичные изменения — серицитизация и альбитизация плагиоклаза, хлоритизация и эпидотизация роговой обманки и основной массы. Карбонат развит по всем минералам.

Плагиоклазовый порфирит представляет собой серую, сероватозеленую породу. Структура основной массы андезитовая, интерсертальная, микрофельзитовая. Основная масса состоит из лейст и микролитов плагиоклаза (до 30%), полностью разложенного цветного минерала (до 15%), вулканического стекла (до 20%), продуктов вторичного изменения и калишпата (до 5%).

Фенокристаллы плагиоклаза (25—40%) образуют таблитчатые кристаллы размером до 3×2 *мм* с простыми, полисинтетическими, зональными двойниками. По составу лейсты, сдвоенные по альбитовому закону, отвечают лабрадору, а зональные — во внешней зоне — лабрадору, во внутренней — андезину.

Роговая обманка (2—6%) состоит из опацитизированных и хлоритизированных, эпидотизированных и карбонатизированных ромбовидных и призматических кристаллов размером от 0,15×0,2 *мм* до 0,3××2,5 *мм*. Калишпат (до 2%) встречается в таблитчатых зернах (размером до 0,9×0,6 *мм*), которые интенсивно пелитизированы.

Из акцессорных минералов отмечаются многочисленные призматические и шестиугольные кристаллы апатита (0,2—0,5%) размером от долей до 0,45×0,27 *мм* как в основной массе, так и в порфировых выделениях. Магнетит (до 0,1%) представлен кубическими и ксеноморфными формами зерен от долей до 0,45×0,50 *мм*. Циркон встречается в единичных зернах. Из рудных присутствует пирит, который носит явно наложенный характер. Вторичные изменения представлены пропилитизацией как фенокристаллов, так и основной массы.

Химический состав охарактеризован 4-мя анализами (пр. № 7, 8, 9, 10). Проба № 7 близка по составу кварцевому базальту, а № 9, 10 — андезиту. Причем рассматриваемые порфириты отличаются от кварцевых базальтов и андезитов (по Р. О. Дэли) резко повышенным количеством избыточного глинозема, щелочей с преобладанием натрия над калием и кремнекислоты. Проба № 8, отвечающая основной массе проб № 7, 9, и 10, существенно лейкократовая и близка к латиту.

В целом все пробы порфиритов, отклоняясь от нормального ряда (особенно пробы № 7, 8), имеют существенно щелочный характер.

Фельзит-порфиры массивные и светло-серые. Количество фенокристаллов 0—5—10%.

Фенокристы плагиоклаза альбит-олигоклазового состава представлены призматическими зернами (от 0,5×0,2 до 1,2×0,7 *мм*), чаще сдвоенными по альбитовому закону. Основная кварц-полевошпатовая неравномернозернистая масса имеет фельзитовую и микропойкилитовую структуру. Рудные: пирит, ильменит и гематит распространены незначительно, а акцессорные — апатит и циркон — встречаются в виде

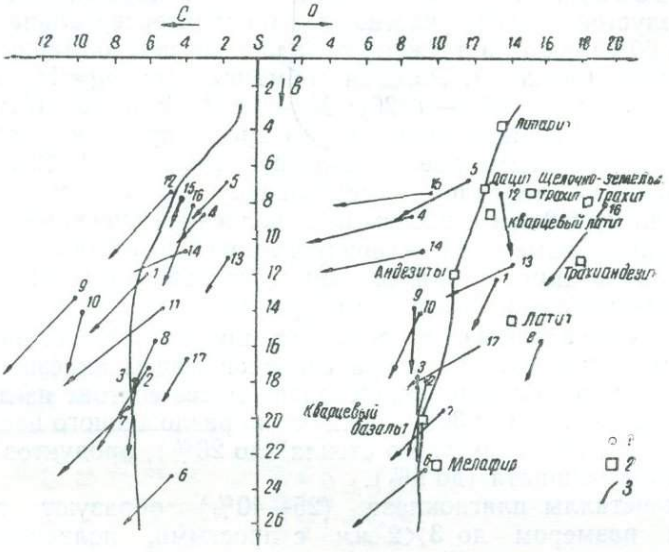


Рис. 26. Вариационная диаграмма химического состава пород базальтово-трахиандезито-дацитовой формации.

1 — вулканиты базальтово-трахиандезито-дацитовой формации; *2* — средние типы эффузивов по Р. О. Дэли; *3* — вариационная линия средних типов по Дэли.

единичных зерен. По химическому составу (пр. 13. рис. 26) фельзит-порфир близок к трахиту, что, по-видимому, обусловлено наличием щелочных калишпатов в базисе, который микроскопически не устанавливается. Отличается от него присутствием избыточного алюминия и менее низкой магнезиальностью и известковистостью.

Кварцевые порфиры представляют собой плотные, часто флюидальные, реже массивные с ясно порфировым сложением породы светло-серой окраски. В выделениях 8—10% кварца и плагиоклаз-альбита, очень редко встречается биотит. Основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав и фельзитовую структуру. По химическому составу (пр. 14) резко отличается от кварцевого порфира по Р. О. Дэли и близок андезито-дациту, с резко уменьшенной щелочностью при равных количествах калия и натрия, уменьшенной — полевошпатовой известью.

Сферолит-порфиры развиты среди кварцевых и фельзитовых порфиров в виде неправильных тел и линз. Сферолиты различного строения и размера обычно погружены в стекловатый базис. Имеют овальную форму диаметром около 0,2—0,4 *мм* и нередко образуют сферолитовые колонии, где наблюдается срастание нескольких сферо-

литов. По составу они соответствуют калишпату и альбиту, которые обычно превращены в агрегат радиально-лучистых кристаллов. Агрегаты кристалликов внутри сферолитов и в местах их срастания изогнуты и образуют вихревые структуры.

По химическому составу (*табл. 36, пр. 15, рис. 26*) сферолит-порфир близок кварцевому порфиру или риолиту по Р. О. Дэли, резко отличаясь уменьшенной щелочностью и увеличенной полевошпатовой известью.

Субвулканическая фация. Породы этой фации, известные под названием «интрузивных порфиритов», развиты в основном в районе горы Большой Чимган. Образуют массив площадью около 2 *км*^{2} и ряд мелких межпластовых тел в верховьях саев Бельдер и Нуреката. О их возрасте существуют разные мнения. И. М. Исамухамедов (1947) считает их послевизейскими. Нами установлено, что порфириты, прорывая известняки визе, в свою очередь прорываются гранитами Чимганского массива. В гранитах обнаруживаются ксенолиты и глыбы порфиритов с резкими контактами. Порфириты здесь имеют темно-серую, зеленоватую до черной окраску с выделениями плагиоклаза и фемического минерала на фоне скрытокристаллической основной массы. Среди них различаются обнаруженные И. М. Исамухамедовым (1947) биотитовые, роговообманково-биотитовые, роговообманковые, пироксеновые разности порфиритов. Структура их порфировая. Основная масса (50—75%) фельзитовидная, микролитовая, пилотакситовая и аллотриоморфнозернистая. Она состоит из ксеноморфных зерен плагиоклаза, кварца, вулканического стекла.

Плагиоклаз представлен табличками (размером до 1,8×0,7 *мм*) с полисинтетическими и простыми двойниками, а также зонального строения. По данным И. М. Исамухамедова (1947), плагиоклаз характеризуется нормальной зональностью: ядро соответствует лабрадору, а в периферической зоне — олигоклаз-андезину.

Биотит образует чешуйки размером до 1,5×2 *мм;* Ng—Np=0,024, плеохроирует от темно-бурого до светло-бурого цвета.

Уралитовая роговая обманка (*c*: Ng=18—22°; 2 V=(—) 78°; Ng—Np=0,15—0,017; 25% Fe″ (Mn, Ti) встречается вблизи контакта порфиритов с известняками и гранитоидами. Она развита по основной массе и периферическим частям порфировых выделений фенокристаллов. Размер до 0,54×0,2 *мм*. Окраска зеленая.

Химический состав породы характеризуется двумя анализами. Проба № 16 близка трахиту, отличаясь от него резко увеличенным содержанием избыточного глинозема и преобладанием калия над натрием. Фигуративная точка пробы № 17, располагаясь около латита, характеризуется избыточным глиноземом, меньшей щелочностью и кислотностью.

Пироксеновые диоритовые порфириты встречаются исключительно в виде мелких тел среди мраморов, обладают микрогаббровой и призматически-зернистой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом, которые также входят в состав основной массы.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют нормальную зональность. Краевые зоны отвечают лабрадору, а лейсты, сдвоенные по альбитовому закону, соответствуют андезину.

Пироксен (размером до 3×1,5 *мм*) замещен амфиболом и соответствует диопсиду (2 V=+60°, *c*:Ng=42°).

Амфибол (2 V=(—) 62°, *c*: Ng=16°) зеленого цвета, соответствует уралиту. Биотит, кварц, калишпат встречаются в единичных зернах. Из

акцессорных отмечаются апатит, циркон, магнетит, пирит, из вторичных — серицит, эпидот, хлорит, актинолит, тремолит, карбонат.

Пироксеновый сиенит-порфир гипабиссального вида развит в бассейне р. Уя.

Под микроскопом обладает гипидиоморфнозернистой структурой основной массы (57—58%), состоящей из ксеноморфных и таблитчатых зерен калишпата, плагиоклаза и продуктов вторичного изменения, которые интенсивно пронизаны игольчатыми кристаллами апатита.

Таблица 37

Оптические свойства порфировых выделений калинатровых полевых шпатов вулканогенных пород базальтово-трахиандезито-дацитовой и андезитовой формации Кураминской подзоны

Номер шлифа	Порода	−2v	⊥ (010)			⊥ (001)			PNm:⊥(001)	Структурно-оптический тип, по А. С. Марфунину
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np		
644	Палеотрахитовый порфирит (р.Уя)	66	1,0	89	89	90	6	84	10	Промежуточный ортоклаз
724	Туфолава липаритового состава (р.Уя)	66	10,0	84	83	86	7	85	10	Триклинный промежуточный ортоклаз
719	Туфолава трахиандезито-дацитового состава (р. Кызылсу)	52	4,5	87	87	84	10	82	4,5	Триклинный высокий ортоклаз
721	Туфолава или игнимбрит трахиандезитового состава (р. Кызылсу)	72	12,0	82	81	83	10	83	12	Промежуточный микроклин
703	Туф трахилипаритового порфирита (р. Кызылсу)	78	10,0	84	82	80	12	84	10	Триклинный промежуточный ортоклаз
704	Флюидальный игнимбрит трахиандезитового состава (р. Кызылсу)	58	4,0	86	89	85	10	81	4	Триклинный высокий ортоклаз
706	Игнимбрит трахиандезитового состава (р. Кызылсу)	57	2,0	88	89	89	3,5	87,5	2	Триклинный высокий ортоклаз
711	Дацитовый порфир (р. Кызылсу)	74	6,0	88	84	87	6,0	85	6	Триклинный промежуточный ортоклаз
713	Трахиандезитовый порфирит	76	12,0	80	74	87	14	76,5	12	То же
128	Туф трахитового состава (Бельдерсай)	78	7,0	87	83,5	86	8	83	7	„

Фенокристаллы представлены плагиоклазом (20%), пироксеном (15%), калишпатом (до 10%). Плагиоклаз образует вытянутые, толстопризматические кристаллы до 2 *мм* в поперечнике и замещен соссюритом, карбонатом и пиритом.

Пироксен представлен призматическими кристаллами (размером от 0,6×1,3 до 1,7×0,5 *мм*) бесцветной и бледно-зеленой окраски с весьма совершенной спайностью, удлинение положительное — $c : Ng = 43—52°$; $Ng—Np = 0{,}20—0{,}025$, что соответствует моноклинному пироксену.

Калишпат ($2V = (—)62 \div 63°$) (табл. 37), так же как плагиоклаз, образует призматические зерна от долей до 0,2×0,3 *мм* и полностью пе-

литизирован. Отмечаются зерна магнетита и пирита (1,5% объема породы).

По химическому составу (Васильковский, 1952) сиенит-порфиры близки к эссекситам с большей известковистостью и меньшим параметром *b*, чем монциониты.

Вулкано-терригенная фация. Описываемая фация развита в основании нижней и средней части разреза толщи. В нижней части она представлена крупнозернистыми туфопесчаниками и конгломератами серовато-зеленого цвета. Обломки остроугольной, округлой формы размером до 2—4 *см* в диаметре. По составу обломки соответствуют андезиту и цементируются стекловато-глинистой массой. Туфопесчаники и конгломераты от крупно- до мелкообломочных слагают среднюю часть разреза толщи, в обломках содержат гальку порфиритов (25%), известняков, гипабиссальных интрузивных пород, кластокристы полевых шпатов и цветных минералов.

Структура породы лито- и кристаллокластическая.

Основная масса (58%) обломков андезитового порфирита — трахитовидная, участками микроинтерсертальная и вейзельбергитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (37%) и темноцветным минералом (6—8%), плеохроирующими от бледно-зеленого (по Ng) до бесцветного (по Np), обладающими отрицательным удлинением и прямым погасанием; Ng—Np=0,004—0,006. Цветной минерал в основном ассоциирует с карбонатом и магнетитом, иногда находится в виде пойкилитовых включений в плагиоклазах. Из акцессорных встречаются игольчатые кристаллы апатита и ксеноморфный магнетит.

Петрохимическая характеристика

По петрографическому и петрохимическому составу вулканиты описываемой формации подразделяются на две субфазы (субформации). К первой относятся вулканиты аркутсайской свиты, ко второй — уинской и кызылсуйской.

Вулканиты первой субфазы по химическому составу близки базальту, кварцевому базальту, латиту, а второй — трахиандезито-дациту, трахиту, андезиту, андезито-дациту, липариту по Р. О. Дели, (рис. 26, см. рис. 43).

Фации первой субфазы имеют ряд петрохимических особенностей, отличающих их от фации молодых формаций. Так, для них характерно преобладание натрия над калием, повышенные известковистость, коэффициент фемических минералов (b), незначительная перенасыщенность кремнеземом (Q). Исходя из особенностей минерального состава и низкого (см. рис. 46) значения известково-щелочного индекса (51,4) М. А. Пикока (1931), а также высокого значения сериального индекса (σ=2,98) А. Ритманна (1959), вулканиты первой субфазы могут рассматриваться как субщелочные. В то же время по значению щелочного модуля (φ=0,39) И. В. Лучицкого (1962) они соответствуют промежуточной породе (основного и среднего состава) нормального ряда.

Средний химический состав вулканитов второй субфазы соответствует трахиандезито-дациту, который характеризуется низким значением известково-щелочного индекса М. А. Пикока (51,6) и сравнительно высоким сериальным индексом (1,8) А. Ритманна. Петрохимически вулканиты описываемой субфазы резко отличаются от пород более молодых формаций меньшей меланократовостью, повышенным количеством полевошпатовой извести и глиноземистости.

В распределении породообразующих окислов в вулканитах формации выявляются следующие особенности.

Содержание SiO_2 в зависимости от типа пород меняется от 51,43 до 71,85% с преобладанием вулканитов, где SiO_2 равно 52—57,2%. Содержание Al_2O_3, CaO, MgO увеличено в породах эффузивной фации, где SiO_2 составляет 50,3—54,12%.

В распределении коэффициента окисленности железа какой-либо закономерности не выявляется, но отмечена тенденция к уменьшению его в породах субвулканической фации.

Содержание щелочей и их отношение, также как CaO : MgO, меняются в зависимости от фациальности и типа вулканитов. При этом в 40% анализированных проб окись натрия преобладает над калием, что особенно характерно для пород субвулканической фации. Постоянное преобладание K_2O над Na_2O свойственно вулканитам с содержанием SiO_2—53,0—65,58% и 71,8%. Эта особенность в распределении щелочей, по-видимому, указывает на дифференциальную подвижность их в расплаве, что способствовало образованию субщелочных пород. Такая же

Таблица 38

Распределение малых элементов в вулканитах базальтово-трахиандезито-дацитовой и андезитовой формаций хребта Каржантау

Элемент	*Базальтово-трахиандезито-дацитовая формация*						
	аркутсайская свита				уинская, кызылсуйская свиты		
	эффузивная (лавовая) фация			субвулканическая фация	эксплозивная фация		
	пироксеново-плагиоклазовые порфириты	пироксеновые порфириты (базальты)	плагиоклазовые порфириты	пироксеново-плагиоклазовые *порфириты*	флюидальные туфы фельзит-*порфиров*	туфолава и игнимбриты кислого *состава*	игнимбриты трахиандезито-дацитового *состава*
Tl	2 / 0,00010	2 / 0,00055	3 / 0,0006	2 / Не обн.	4 / 0,00012	3 / 0,00012	4 / 0,00006
Ta_2O_5	2 / Не обн.	2 / 0,0005	2 / 0,0035	2 / Не обн.	3 / 0,0023	1 / 0,0022	4 / 0,00037
Nb_2O_5	2 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / 0,0050	2 / 0,0012	3 / 0,0048	1 / 0,0025	4 / 0,0058
Ga	2 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / 0,0003	2 / Не обн.	Не опр.	2 / Не обн.	2 / 0,0003
Ge	2 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / 0,0007	"	2 / Не обн.	2 / Не обн.
Zn	2 / 0,010	3 / 0,010	3 / 0,005	2 / 0,010	"	2 / 0,005	2 / 0,005
Pb	2 / 0,010	2 / 0,009	2 / 0,009	2 / 0,013	"	2 / 0,009	2 / 0,009
Li	2 / 0,0008	2 / 0,0016	3 / 0,002	2 / 0,0018	4 / 0,001	3 / 0,0013	4 / 0,0042
Rb	2 / 0,0131	2 / 0,0105	2 / 0,0098	2 / 0,0015	4 / 0,018	3 / 0,031	4 / 0,015
Cs	2 / 0,0007	2 / 0,0007	2 / 0,0012	2 / 0,0015	4 / 0,001	3 / 0,0008	4 / 0,0011

Продолжение табл. 38

Элемент	Андезитовая формация, минбулакская свита						Кларки по А. П. Виноградову	
	эффузивная (лавовая) фация			эксплозивная фация		вулкано-терригенная фация	для средних пород	для кислых пород
	роговообманковые порфириты	флюидальные дациты	пироксеновые порфириты	туфолава плагиклазового порфирита	туфы фельзит-порфиров	туфобрекчии фельзит-порфиров		
Tl	3 / 0,0002	2 / 0,0005	2 / 0,000005	2 / 0,00010	2 / 0,0005	2 / 0,00005	0,00005	0,000015
Ta_2O_5	3 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / 0,0007	2 / 0,0030	2 / Не обн.	2 / 0,0026	0,00007	0,00035
Nb_2O_5	3 / Не обн.	1 / 0,0012	2 / 0,0036	2 / 0,0036	1 / 0,0012	2 / 0,005	0,002	0,002
Ga	3 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / Сл.	2 / Не обн.	2 / Не обн.	1 / Не обн.	0,002	0,002
Ge	3 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / 0,0008	2 / Не обн.	2 / Не обн.	2 / Не обн.	0,00015	0,00014
Zn	3 / 0,007	2 / 0,005	2 / Не обн.	2 / 0,015	2 / 0,005	2 / 0,01	0,0072	0,006
Pb	3 / 0,013	2 / 0,013	2 / 0,018	2 / 0,009	2 / 0,013	2 / 0,048	0,0015	0,002
Li	3 / 0,0010	2 / 0,0022	2 / Сл.	2 / 0,0020	2 / 0,0022	2 / 0,0011	0,002	0,004
Rb	3 / 0,0271	2 / 0,0133	2 / 0,0185	2 / 0,0150	2 / 0,0133	2 / 0,0046	0,01	0,02
Cs	3 / 0,001	2 / 0,0008	2 / 0,0007	2 / 0,0007	2 / 0,0008	2 / 0,0006	—	0,0005

Примечание. В числителе—количество проб, в знаменателе—среднее содержание элементов, %.

тенденция выявлена О. Н. Волынцом (1967) для магматических пород Камчатки.

При сравнении средних содержаний малых элементов в вулканитах формаций с кларками А. П. Виноградова (1962) для средних типов пород выявляется следующее (табл. 38, 39): таллий, тантал, ниобий, цинк, свинец, цезий, титан, скандий превышают кларковые содержания; рубидий, цинк, цирконий, ванадий, стронций находятся в количествах, равных кларковым; галлий, германий, литий, никель, кобальт, марганец ниже кларка.

Такие элементы, как иттрий, иттербий, бор, серебро, молибден встречаются редко, а медь анализируется только спектрально и присутствует в тысячных долях процента с незначительным повышением в породах субвулканической и вулкано-терригенной фаций.

На основании вышеизложенного можно сделать следующий вывод:

1. Базальтово-трахиандезито-дацитовая осадочно-вулканогенная формация характеризуется локальным распространением, приурочена

Таблица 39

Характер распределения средних содержаний малых элементов в вулканитах базальтово-трахиандезито-дацитовой формации Кураминской подзоны (составил А. Р. Ярмухамедов, К. А. Рахманов)

Элемент	Аркутсайская свита					Кызылсуйская свита (хр. Каржантау)					Уинская свита (хр. Каржантау)						
	эффузивная (лавовая) фация (хр. Каржантау)				субвулканическая фация (Чимган)	эксплозивная фация		жерловая фация	субвулканическая фация	вулкано-терригенная фация	эффузивная фация			субвулканическая фация	вулкано-терригенная фация		
	пироксеновый порфирит (5 пр.)	роговообманковый порфирит (3 пр.).	плагиоклазовый порфирит (5 пр.)	пироксеново-плагиоклазовый порфирит (4 пр.)	порфириты, их пирокласты (7 пр.)	игнимбриты, туфолавы, трахиандезитового состава (8 пр.)	флюидальные туфолавы фельзитов (4 пр)	трахиандезиты (2 пр)	сферолитовые, кварцевые и дацитовые порфириты (5 пр.)	туфопесчаники (3 пр.)	палеотрахиты (2 пр.)	плагиоклазовые порфириты (2 пр.)	туфолавы фельзит-порфиров (2 пр.)	сиенит-порфир (2. пр.)	известняки тонкослоистые (8 пр.)	туфопесчаники (14 пр.)	гальки конгломератов порфиритового состава (9 пр.)
Zr	0,019	0,021	0,09	0,0075	0,0012	0,03	0,0075	0,0015	0,0075	0,0075	0,0015	0,022	0,015	0,015	0,001	0,009	0,004
Sc	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,0005	0,0005	—	—	0,003	0,003	0,003	0,003	0—	0,002	0,004
Ga	Не обн.	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,00037	0,003	0,003
Y				0,0056			Не обн.	0,0075	0,0075								
Yb			0,06														
Ba	0,19	0,3	0,07	0,24	0,16	0,16	0,19	0,3	0,2	0,3	0,3	0,15	0,15	0,3	0,026		0,2
Be	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,03	0,003	0,003	0,003	0,0012	0,06	0,003
Sr	0,08	0,03	0,08	0,03	0,03	0,06	0,02	0,03	0,12	0,03	0,15	0,15	0,15	0,15	0,015	0,0020	0,02
Cu	0,003	0,003	0,003	0,003	0,007	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0058	0,03	0,003
Pb	0,003	0,003	0,003	0,002	0,04	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0015	0,006	0,003
Zn	0,02	0,01	Не обн.	0,015	0,02	0,007	Не обн.	—	0,01	0,03	0,03	0,015	0,03	0,03	—	0,0015	0,03
Ag					0,0004										0,0003	0,014	0,0005
Mo			0,06														
Ti	0,7	0,12	0,6	0,55	0,5	0,3	0,26	0,14	0,21	0,40	0,3	0,3	0,3	0,3	0,27	0,5	0,6
V	0,03	0,03	0,024	0,0064	0,03	0,016	0,0026	0,003	0,0006	0,0016	0,03	0,03	0,03	0,03	0,0015	0,03	0,02
Mn	0,02	0,03	0,02	0,03	0,1	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,035
Cr	0,0006	0,001	Не обн.	0,007	0,009	Не обн.	0,003	0,003	0,003	0,003	—	—	—	0,015	0,0007	0,001	0,0047
Ni	0,002	0,002	0,0006	0,003	0,005	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	—	0,001	0,003	0,003	0,0003	6,004	0,003
Co	0,0018	0,001	Не обн.	0,003	0,001	Не обн.	Не обн.	0,003	—	0,003				0,0015	0,003	0,0027	0,003

к периферическому прогибу, окаймляющему древнее поднятие, и формируется в условиях смены прогибаний поднятиями. Отложения этой формации образовались в результате наземных и в меньшей степени подводных излияний основной и средней субщелочной магмы и характеризуются центральными, трещинными, субареальными типами извержения. При этом в нижней части разреза формации излившиеся породы преобладают над пирокластическими, а в верхней части — наоборот. Центральный тип извержения и наземный характер излияния вулканических продуктов подтверждаются наличием мощной пачки туфолав и игнимбритов в верхних частях разреза описываемой формации. Указанные туфолавы и игнимбриты описаны Н. П. Васильковским как кварцсодержащие альбитофиры. Петрографическими и петрохимическими исследованиями установлено, что эти породы по составу соответствуют трахиандезито-дацитам, так как в фенокристаллах в основном участвуют олигоклаз-андезин, калишпат (микроклин-пертит, ортоклаз), а кварц развит только в основной трахитоидной массе.

2. Для порфиритов горы Большой Чимган характерны: преобладание эксплозивной фации над эффузивной; отсутствие типичных пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов эффузивной фации и наличие роговообманково-биотитовых и биотитовых порфиритов субвулканической фации; вкрапленники роговых обманок из порфиритов Аркутсая интенсивно опацитизированы, тогда как в роговых обманках порфиритов горы Большой Чимган эксплозивной и субвулканической фаций опацитизация отсутствует. Первые указывают на наземный тип извержения, вторые — на вероятный субвулканический генезис; петрохимически порфириты Большого Чимгана обладают значительным лейкократовым составом и щелочным характером.

Таким образом, излияние слабо дифференцированной лавы в базальтово-трахиандезит-дацитовой формации обусловило накопление основных и средних с субщелочным уклоном эффузивов, отличающихся от эффузивов более молодых формаций преобладанием натрия над калием.

Глава III

АНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ $C_1^n - C_2^0$

Андезитовая формация в пределах Кураминской подзоны впервые выделена Н. П. Васильковским (1952). Она включает вулканиты минбулакской свиты.

Породы описываемой формации C_1—C_2 относятся к инверсионной стадии развития района. Образовались они в субгеосинклинальных условиях при смене прогибаний поднятиями. Эта формация широко распространена и характеризуется центральным типом извержения. В ней заметную роль играют проявления жерловых и субвулканических фаций, которые контролируются зонами нарушений и участками их сочленения.

В стратиграфической схеме Н. П. Васильковского (1952) породы покровной части формации располагаются между уинской и акчинской свитами. Возраст формации определяется как намюр-башкирский на основании перекрывания ее флористически охарактеризованными отложениями C_2.

Наиболее полные разрезы данной формации описаны Н. П. Васильковским (1941), А. Б. Кажданом, И. П. Кушнаревым (1958), А. П. Агафоновым (1962), В. П. Каржаевым и др. (1962), В. А. Араповым (1961), Н. П. Подкопаевым (1946), Р. А. Садыковым, К. А. Рахмановым (1962), З. А. Юдалевичем (1962), А. Р. Ярмухамедовым (1963) и др. по Уясаю, Кызылсу, Каракузу (хр. Каржантау), междуречью Карааарча, плато Палатхан (Чаткальский хр.), Алмалыкскому, Алтын-Топканскому и Чадакскому районам.

На основании имеющихся геологических и литолого-петрографических данных разрез описываемой формации подразделяется на обломочные, порфиритовые и порфировые толщи (см. рис. 24).

Ниже приводим петрографическую характеристику главнейших типов пород каждой фации.

Эффузивная фация. Пироксеновые порфириты темно-серого, коричневого, иногда фиолетового цвета, слагают порфиритовую толщу разреза в районе горы Минбулак, хребте Ташкескен и Алмалыкском районе. Структура породы порфировая, реже афировая, гиалопилитовая, переходная к трахитовой, реже микропойкилитовая, пилотакситовая. Основная масса (60—75%) состоит из ориентированных лейст плагиоклаза, калишпата, пироксена, промежутки между которыми заполнены вулканическим стеклом, вторичными минералами и рудной пылью.

Вкрапленники представлены пироксеном, плагиоклазом, калишпатом, реже кварцем, амфиболом.

Пироксен (1,5—6,5%) короткопризматический с восьмигранными срезами. Размер зерен от 0,5 до 3,5 *мм*. По уцелевшим формам устанавливаются авгит (*с*: Ng=45—47°; 2v=(—) 65°; Ng—Np=0,022; без плеохроизма), гиперстен, энстатит с прямым погасанием (Ng—Np = =0,005—0,008; Ng=1,665—1,669; 6—7% $FeSiO_3$). По авгиту развивается карбонат, а гиперстену и энстатиту — хлорит, биотит, уралит, эпидот.

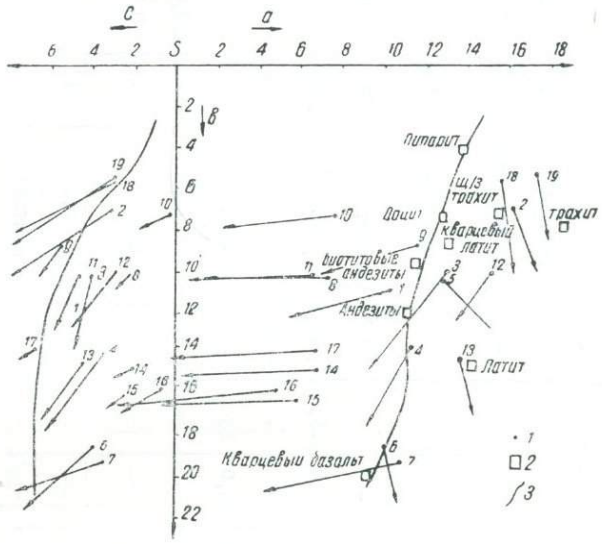


Рис. 27. Вариационная диаграмма состава пород андезитовой формации Кураминской подзоны.

1 — породы формации; *2* — средние типы по Дэли; *3* — вариационные линии средних типов по Дэли.

Часто в пироксене встречаются мелкие зерна апатита и вростки рудных минералов.

Плагиоклаз-андезин (15—20%) представлен таблитчатыми серицитизированными, альбитизированными кристаллами размером от долей до 5 *мм* (табл. 40).

Калишпат — ортоклаз (5—10%) таких же размеров, как плагиоклаз, но резко ксеноморфен по отношению к нему.

Кварц (1—3%) образует ксеноморфные зерна размером до 1,5 *мм*.

Реже обнаруживаются опацитизированные, хлоритизированные, пропитанные рудным веществом вытянутые зерна роговых обманок (*с*: Ng=15°; 2v=(—) 16—20°; Ng—Np=0,021—0,022). Чешуйки биотита часто образуют каемки вокруг зерен пироксена. В породе очень редко равиваются разложенные процессом серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации единичные зерна оливина (?).

Из акцессориев отмечаются циркон, апатит, магнетит, сфен; из рудных — пирит (до 3,7%).

Вторичные изменения представлены пропилитизацией или развитием ее отдельных фаций.

По химическому составу описываемые вулканиты близки андезитам, отличаясь повышенной кремнекислотой и резким преобладанием калия над натрием (табл. 41, пр. 1, 2, рис. 27).

Роговообманковые порфириты широко распространены в порфиритовой толще. Они темно-серой, темно-зеленой, реже си-

Оптические свойства и состав плагиоклазов из порфировых выделений пород андезитовой формации

Номер шлифа	Порода	Место взятия	Координаты D Ng	D Nm	D Np	P Ng	P Nm	P Np	2v	Закон двойникования	Номер плагиоклаза	Степень упорядоченности, по А. С. Марфунину	Примечание
69[а]	Флюидальные туфы фельзит-порфиров	Р. Уя	28,5	62,0	86,0	—	—	—	—82	Альбитовый	42	0,3	
611[а]	Пироксеново-плагиоклазовые порфириты	Там же	62,5	59,0	44,5	—	—	—	—	Карлсбадский	52	0,2	
611[б]	Пироксеново-плагиоклазовые порфириты	„	34,0	64,0	77,5	—	—	—	—	Альбитовый	56	0,2	
613	Флюидальные дацит-порфиры	„	18,5	73,0	85,0	—	—	—	±90	Альбитовый	26	0,00	
613[а]	Флюидальные фельзит-порфиры	„	84,0	76,0	15,0	88,0	15,0	75,0	—86	Эстерельский	15	0,00	
631	Туф плагиоклазового порфирита	„	22,0	68,0	89,0	—	—	—	—80	Альбитовый	33	0,2	Определен по диаграмме Г. Каадена
633	Туфолава трахилипаритового состава	„	76,0	14,5	86,0	17,5	78,0	88	—	Альбит-эстерельский	33—35	—	
702	Кварцевый порфир	Р. Кызылсу	25,0	75,0	88,0	—	—	—	—82	Альбитовый	33	0,00	
706	Игнимбрит трахиандезито-дацитового состава	Там же	24,0	76,0	88,0	—	—	—	—84	То же	32	0,1	
710	Дацитовый порфирит	„	72,0	24,5	63,0	—	—	—	—80 +88	Карлсбадский	31	0,1	
711[а]	Туфолава дацитового состава	„	23,5	66,5	88,5	—	—	—	±89	Альбитовый	32	0,2	
48	Флюидальные игнимбриты дацитового состава	Р. Каракузысай	16,0	74,0	86,5	—	—	—	—	То же	26	0,1	
54	Плагиоклазовый порфирит	„	—	—	—	14,5	75,5	87,0	—	„	3	0,4	Показатель преломления Q≫Pl
59	Плагиоклазовый порфирит	„	72,5	18,5	85,5	17,5	72,0	88	—	Альбит-эстерельский	28	—	Определено по диаграмме Г. Каадена
66	Плагиоклазовый порфирит	Р. Каракузысай	74,0	16,5	85,0	16,5	73,5	89	—	Альбит-эстерельский	26		
77	Туфолава биотит-плагиоклазового порфирита	„	20,0	70,0	88,0	—	—	—	—	Альбитовый	30	0,2	
108	Дацитовый порфирит	Район гор Большого Чимгана	77,5	64,5	29,0	16,0	74,0	89,5	+86	Альбит-карлсбадский	32	0,3	
111	Дацито-андезитовый порфирит	Там же	28,5	61,5	86,5	—	—	—	+89	Альбитовый	44	0,2	
116	Андезито-дацитовый порфирит	„	23,0	67,5	89,5	—	—	—	—88	То же	33	0,3	
118	Роговообманково-биотитовый порфирит	„	25,0	66,0	87,0	—	—	—	—84	„	42	0,5	
128	Туф трахитового состава	„	24,0	65,5	89,0	—	—	—	±82	„	34	0,2	
132	Плагиоклазовый порфирит	„	18,0	72,0	87,5	—	—	—	+82 +86	„	28	0,2	
157	Андезито-дацитовый порфирит	Район месторождения Чадака	—	—	—	19,0	71,0	87,5	+84	„	29	0,2	
160	Биотитовый андезитовый порфирит	Там же	22,0	68,0	89,0	—	—	—	±88	„	33	0,3	
215	Биотитовый андезитовый порфирит	„	68,5	21,5	90,0	18,5	71,5	87,5	+74	Альбит-эстерельский	30	—	Определено по диаграмме Г. Каадена
218	Биотитовый андезитовый порфирит	„	65,0	26,0	87,0	17,0	72,5	88,5	—	Карлсбадский	25	0,0	
169	Биотитовый андезитовый порфирит	„	23,0	67,0	89,0	—	—	—	—	Альбитовый	33	0,2	
169/1	Биотитовый андезитовый порфирит	„	—	—	—	17,0	73,0	89,5	—	То же	29	0,2	
189	Биотитовый андезитовый порфирит	„	17,0	73,0	90	—	—	—	+86	„	30	0,2	
164	Роговообманковый порфирит	„	18,0	72,0	89,5	—	—	—	±90	„	33	0,6	
203	Роговообманковый порфирит	„	—	—	—	19,0	71,0	89,0	+88	„	30	0,4	

Продолж. табл. 40

Номер шлифа	Порода	Место взятия	Координаты						2v	Закон двойникования	Номер плагиоклаза	Степень упорядоченности, по А. С. Марфунину	Примечание
			D			P							
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np					
204	Роговообманковый порфирит	Район месторождения Чадака	—	—	—	15,5	74,5	88,5	+87	Альбитовый	29	0,5	
199	Плагиоклазовый порфирит	Там же	—	—	—	23,0	67,0	90,0	+88	То же	34	0,3	
7908[a]	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит	Алмалыкский р-н, Саукбулаксай	26,0	74,5	87,0	—	—	—	±89	»	40	0,2	
7912	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит	Там же	59,5	34,0	12,5	28,0	63,0	73,5	—80	Альбит-эстерельский	45	—	Определено по диаграмме Г. Каадена
7916	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит	»	—	—	—	30,0	60,5	89,0	—	Альбитовый	42	0,1	
1899	Плагиоклазово-биотитовый порфирит	Алмалыкский р-н, Карабулак	—	—	—	19,5	70,5	89,5	—84	То же	31	0,4	
7900	Андезито-дацитовый порфирит	Там же	15,0	65,0	88,5	—	—	—	±89	»	39	0,3	

реневой окраски. Основная масса (45—60%) обладает андезитовой, микролитовой, фельзитовой, стекловатой структурой и состоит из лейст полевых шпатов, опацитизированной роговой обманки, кварца и вулканического стекла, часто замещающегося хлоритом.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом (38—40%), роговой обманкой (6—20%), биотитом (2—3%), калишпатом (до 4%), кварцем (1—2%).

Плагиоклаз — андезин, образует толстопризматические, альбитизированные, серицитизированные, соссюритизированные кристаллы с простыми, полисинтетическими двойниками. Размер зерен от долей до 2,5×3,0 *мм*.

Роговая обманка ($c : Ng = 16—18°$; $Ng—Np = 0{,}015—0{,}017$; $2v = (—)\ 70—72°$; $Ng = 1{,}671—1{,}673$; 37% Fe″ (Mn, Ti) представлена удлиненно призматическими и ромбовидными опацитизированными и карбонатизированными кристаллами размером до 1,5—2 *мм* в поперечнике.

Биотит — чешуйчатой и полигональной формы, полностью замещен хлоритом или рудным веществом.

Калишпат и кварц встречаются в виде ксеноморфных зерен, первый обычно пелитизирован и в неразложенных зернах соответствует ортоклазу.

Апатит — (размером 0,18×0,07 *мм*) в виде буроватых кристаллов, титаномагнетит — в скелетной форме, клиновидный сфен — чаще в виде включений в роговых обманках и биотитах. Магнетит образует ксеноморфные зерна размером до 0,5×0,7 *мм*. Серицит, альбит, карбонат, реже кварц и эпидот замещают полевые шпаты и основную массу. Пирит рассеян и является явно наложенным.

По химическому составу роговообманковые порфириты (n_p. 3,4) близки андезиту, резко отличаясь от него содержанием избыточного глинозема, увеличенной щелочностью и уменьшенным количеством извести.

Биотитовые андезитовые порфириты зеленой, темно-серой окраски, слагают разрезы толщи в районе Чадака, Ташкутана, междуречья Бельдер — Нуреката и др.

Описываемые порфириты подвергнуты процессам зеленокаменного изменения. Андезитовая, микролитовая, реже перекристаллизованная аллотриоморфно-зернистая основная масса (40%), включает фенокристаллы плагиоклаз-андезина (до 45%), призмочек и чешуек биотита (15—20%), роговой обманки (1—3%), калишпата (до 2—3%) и кварца.

Вкрапленники биотита и роговой обманки обычно полностью замещены хлоритом, эпидотом, карбонатом, а полевые шпаты соссюритизированы и пелитизированы, реже окварцованы. Апатит, циркон, сфен находятся в виде включений в фенокристаллах, магнетит рассеян по всей породе.

Плагиоклазовые андезитовые порфириты слагают порфиритовую толщу и устанавливаются во всех разрерах формаций Кураминской подзоны. Они представляют собой порфировую и афировую породу светло-серой, серой и зеленой окраски. Структура их часто невадитовая и гломеропорфировая. Цемент обладает интерсертальной, пилотакситовой, микролитовой, гиалопилитовой, витрофировой, реже аллотриоморфнозернистой структурой. Разложенная основная масса (30—50%) состоит из лейст плагиоклаза (андезина, олигоклаза), призмочек цветного минерала, микролитов кварца, вулканического стекла, замещающегося постмагматическими минералами.

Таблица 41

Химический состав вулканитов андезитовой формации

Окислы и параметры А. Н. Заварицкого	Эффузивная фация													Эксплозивная фация				Жерловая фация	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	63,98	63,10	61,45	61,96	60,36	56,03	60,49	63,72	63,20	70,56	61,22	61,79	54,2	63,90	63,32	70,30	66,56	64,20	63,05
TiO_2	0,43	0,35	0,47	0,54	0,70	0,60	0,74	0,13	0,19	0,13	0,48	0,5	0,68	0,45	0,41	0,10	0,20	0,28	0,29
Al_2O_3	17,87	16,42	17,97	15,89	15,96	12,80	18,58	17,28	19,19	13,97	19,60	16,52	15,86	19,40	19,83	17,20	19,03	15,68	16,81
Fe_2O_3	—	4,34	0,60	2,92	3,62	7,13	2,71	3,33	1,77	2,28	2,98	3,47	4,63	4,67	5,33	2,34	2,26	1,35	3,60
FeO	4,66	0,05	0,89	3,41	2,58	5,25	1,88	0,96	1,81	1,01	0,92	3,18	4,92	1,02	0,78	0,59	1,21	1,51	0,72
MnO	—	0,08	—	0,14	0,11	0,11	0,08	Сл.	0,09	Сл.	0,12	0,13	0,13	0,06	0,1	0,1	Сл.	—	—
MgO	0,77	1,28	2,82	3,01	1,56	3,26	1,07	—	0,72	0,18	0,12	1,38	2,69	0,18	0,22	0,68	0,25	1,54	1,27
CaO	3,60	3,20	3,20	2,89	3,00	4,30	3,20	1,80	3,40	0,30	3,20	2,34	4,11	1,80	2,20	0,50	0,90	2,70	2,50
Na_2O	2,61	2,22	4,51	3,15	3,90	2,01	1,16	3,15	2,25	1,83	1,89	3,86	3,42	1,67	2,31	1,34	2,13	2,75	3,15
K_2O	3,14	6,54	1,79	2,93	2,53	3,63	6,22	4,31	3,98	7,07	5,95	4,42	3,58	5,95	4,18	4,49	6,02	6,93	6,90
П. п. п.	—	0,44	—	2,36	1,18	0,38	1,06	3,68	2,04	1,70	1,48	1,47	2,52	0,60	0,36	1,58	1,04	1,42	1,00
H_2O	0,70	0,44	0,41	0,14	0,11	0,90	—	0,80	0,40	1,16	2,00	0,42	0,37	0,32	0,2	0,60	—	0,22	0,14
P_2O_5	0,34	—	0,42	0,17	0,31	0,11	—	0,19	0,35	—	Сл.	0,25	0,37	0,28	0,56	—	0,07	—	—
CO_2	1,21	0,99	2,52	—	0,55	2,97	1,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,32	0,55
SO_3+S	0,09	—	0,04	0,04	0,04	0,11	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,40	100,0	100,04	99,59	98,51	99,65	99,91	99,55	99,39	100,19	99,96	99,81	99,49	99,73	99,80	99,82	99,67	99,71	99,98

Окислы и параметры А. Н. Заварицкого	Эффузивная фация													Эксплозивная фация				Жерловая фация	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
a	10,41	16,2	13,0	11,2	12,8	10,0	10,92	7,30	11,2	7,55	7,25	15,20	13,74	6,50	5,80	4,74	6,90	15,65	17,30
c	4,44	3,20	4,0	3,5	4,7	4,0	3,72	2,41	5,5	0,40	4,35	2,84	4,52	2,3	2,8	0,65	1,13	3,10	2,85
b	10,92	7,0	10,0	13,9	10,3	18,6	19,31	10,31	8,7	7,30	10,15	10,01	14,41	14,8	16,2	15,72	13,75	5,65	5,35
s	74,26	73,6	73,0	71,4	72,2	67,4	65,95	79,95	74,6	84,63	73,21	71,85	67,23	76,4	75,1	78,8	78,21	75,6	73,5
a¹	47,13	—	37,76	21,7	—	—	66,0	60,0	47,1	53,47	60,15	16,68	—	63,9	64,3	77,25	73,84	—	—
f′	40,76	56,0	13,98	41,8	57,6	61,87	20,2	40,0	38,2	41,58	37,60	59,06	64,67	33,7	33,6	15,45	23,1	46,3	61,5
m′	12,11	32,0	48,25	36,5	26,4	30,5	13,8	—	14,7	4,95	2,25	24,06	29 18	2,4	2,1	7,3	3,10	47,5	34,1
c	—	12,0	—	—	16,0	7,63	—	—	—	—	—	—	6,15	—	—	—	—	6,2	4,4
n	56,0	40,4	79,34	61,4	70,0	46,9	21,66	52,5	57,5	28,6	32,6	56,5	59,1	30,0	45,0	31,4	34,8	33,59	41,5
Q	13,23	11,60	16,00	16,9	14,1	10,8	6,34	42,86	21,3	53,88	37,61	10,56	2,56	35,80	35,90	47,58	41,50	16,80	10,55
Fe_2O_3 : FeO	—	—	—	0,88	1,40	1,35	1,3	3,4	0,98	2,20	3,2	1,0	0,9	4,0	1,6	3,90	1,87	0,8	5,00

Примечание. 1—пироксеновый порфирит, р. Кызылсу, А. Р. Ярмухамедов; 2—плагиоклазово-пироксеновый порфирит, хр. Кураминский, р. Ургаз, А. Р. Ярмухамедов; 3—роговообманковый порфирит, хр. Каржантау, р. Каракузысай, А. Р. Ярмухамедов: 4—амфиболовый андезитовый порфирит, хр. Кураминский, р. Чадак, П. Н. Подкопаев; 5—биотитовый андезитовый порфирит, хр. Кураминский, р. Миндженилки, А. С. Аделунг, Н. П. Васильковский: 6—плагиоклазовый порфирит, хр. Кураминский, р. Чадак, А. Р. Ярмухамедов; 7—андезито-дацитовый порфирит, Алмалыкский район, р. Ташкутан, А. Р. Ярмухамедов; 8—9—дацитовые порфиры, хр. Каржантау, р. Кызылсу, А. Р. Ярмухамедов; 10—кварцевый порфир, хр. Каржантау, р. Кызылсу, А. Р. Ярмухамедов; 11—флюидальные дацит и фельзит-порфиры, хр. Каржантау, р. Уя, А. Р. Ярмухамедов; 12—13—щелочноземельный трахит и трахиандезит, Алмалыкский район, р. Ташкутан, В. Ф. Викторов; 14—17—игнимбриты трахиандезито-дацитового, трахидацитового и дацитового состава, хр. Каржантау, р. Кызылсу, А. Р. Ярмухамедов; 18—андезито-дацитовый порфир, хр. Кураминский, гора Карабулак, А. Р. Ярмухамедов; 19—андезитовый порфирит щелочного характера, гора Карабулак, А. Р. Ярмухамедов. Пробы № 1, 2, 3 подвергнуты гидротермальным изменениям, что устанавливается под микроскопом.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом, калишпатом, роговой обманкой, биотитом, кварцем.

Полисинтетические, зональные таблички (размером до 2 ×4 *мм*) плагиоклаза (50—70%) по составу отвечают андезину, реже лабрадору, олигоклазу. Таблички, беспорядочно располагаясь, образуют гломеро-порфировую структуру, характерную для порфиритов андезитовой формации.

Калишпат — ортоклаз (до 4—5%), резко ксеноморфный по отношению к плагиоклазу.

Роговая обманка (c:Ng = 16—26°; Ng—Np = 0,022—0,023; Ng = 1,667, 37% Fe″ (Mn, Ti) и биотит (до 5%) образуют замещенные хлоритом, эпидотом и рудным веществом зерна размером от долей до 2 *мм* в поперечнике.

Изредка отмечаются оплавленные зерна кварца (иногда до 2—3% общей массы породы).

Акцессорные — игольчатые, брусковидные кристаллы апатита, призматический и округлый циркон, ксеноморфный магнетит.

Кристаллы плагиоклаза замещены альбитом, серицитом, соссюритом, карбонатом, реже эпидотом и кварцем. Последние три минерала также замещают основную массу. По химическому составу плагиоклазовый порфирит близок кварцевому базальту, отличаясь резко уменьшенной магнезией, полевошпатовой известью и преобладанием калия над натрием.

Трахитовые и трахиандезитовые порфириты исключительно сиреневой и бордовой окраски обнаруживаются в разрезах хребта Каржантау и Алмалыкского района. Основная масса состоит из ориентированных лейст калишпата, плагиоклаза и вторичных минералов. Содержание калишпата в основной массе после окрашивания шлифов составляет 45—70%. Вкрапленники распределены весьма неравномерно. Фенокристаллы калишпата и пироксена крупнее (более 2,0 *мм*), чем плагиоклаза. Обычно калишпат сильно пелитизирован и выделяется в форме толстопризматических табличек. По составу соответствует триклинному промежуточному ортоклазу.

Пироксен представлен в незначительном количестве ромбическими и моноклинными разновидностями. Ромбический пироксен обычно замещен хлоритом, моноклинный слабо-зеленый, бесцветный, c:Ng = 36—43°; Ng—Np = 0,017—0,023; образует зерна призматической формы с характерными восьмигранными поперечными срезами.

Химический состав пород охарактеризован пробами, отобранными из Алмалыка (пр. 12, 13). Фигуративная точка трахита располагается между андезитом и трахиандезитом (Р. О. Дэли), отличаясь от последнего уменьшенной щелочностью. Трахиандезит соответствует латиту, но с несколько увеличенной кислотностью и полевошпатовой известью.

Андезито-дацитовые и дацитовые порфиры слагают порфиритовую и порфировую толщи и обнаруживаются во всех разрезах подзоны, приобретая в отдельных участках туфолавовый и сферолитовый характер. От других вулканитов они отличаются резко порфировой структурой, серой и темно-серой окраской.

Микрофельзитовая, микроаплитовая, аллотриоморфно-зернистая основная масса (до 45%), состоящая из плагиоклаза, калишпата, кварца, вулканического стекла, включает порфировые выделения плагиоклаза, калишпата, кварца, роговой обманки, биотита, редко пироксена.

Плагиоклаз (от 25 до 40%) образует таблитчатые зерна размером до 2—3 *мм*. По составу соответствует олигоклазу, олигоклаз-андезину и андезину.

Калишпат (10%) представлен ксеноморфными, реже таблитчатыми пелитизированными зернами размером до 1 *мм* в поперечнике и относится к триклинному промежуточному ортоклазу.

Биотит (до 12, чаще 6—7%) образует коротко- и длиннопризматические, деформированные чешуйки размером до 0,8×0,2 *мм*. Обычно биотит, как и роговая обманка, обнаруживающаяся в ничтожном количестве (до 2—3%), полностью замещен хлоритом, эпидотом, карбонатом, рудным веществом и опацитизирован. Сохранившиеся от разложения зерна биотита плеохроируют в соломенно-желтых тонах (Ng—Np=0,034—0,040; Ng=1,62—1,63; FeO : MgO=35%).

Кварц (до 5—6%) встречается в ксеноморфных, оплавленных, реже идиоморфных зернах размером до 2—2,5 *мм* в диаметре.

В породе отмечаются включения сферолитов радиально-лучистого строения, сложенных плохо раскристаллизованным стекловатым веществом, кварцем и калишпатом.

Крупные зерна кварца в центре сферолита образуются, по-видимому, в результате собирательной перекристаллизации плохо раскристаллизованной массы. Сферолиты, очевидно, формируются после выделений фенокристаллов и входят в состав основной массы.

В породе из акцессориев отмечаются идиоморфные зерна циркона (до 0,17×0,05 *мм*), апатита, ксеноморфный магнетит (до 0,02 *мм*), клиновидный сфен, из вторичных: серицит, альбит, соссюрит, хлорит, кварц, пирит, реже карбонат и эпидот. Химический состав определен по трем пробам (пр. 7, 8, 9). Проба 7 близка андезито-дациту, но с уменьшенной щелочностью, а 8, 9 — гранодиориту и дациту.

Кварцевый порфир слагает порфировую толщу в хребтах Каржантау и Алтын-Топкан. Основная масса (73,5%) микрофельзитовая, реже трахитоидная, включающая в себя выделения калишпата (до 20%), плагиоклаза (до 10%), кварца (до 12%), опацитизированных цветных минералов (до 2—5%) и угловатых обломков фельзита, замещенного рудной пылью.

Угол оптических осей калишпата колеблется от (—) 58 до (—) 69° и соответствует санидину, а плагиоклаз — альбит-олигоклазу, реже андезину.

Описываемая порода по химическому составу (пр. 10) отвечает кварцевому порфиру (по Р. О. Дэли), отличаясь от него резко увеличенной глиноземистостью.

Флюидальные дациты и фельзит-порфиры слагают порфировую толщу разреза и широко развиты в хребте Каржантау и юго-восточных отрогах Чаткальского хребта. Они резко отличаются от других пород толщи бордовой, реже пепловой окраской и хорошо выраженной флюидальностью. Основная масса (60%) стекловатая и микрофельзитовая, включает кристаллы плагиоклаза (20%), калишпата (6%), биотита (до 3%), кварца (до 8%), линз и обломков кварц-полевошпатового состава (2—3%).

По химическому составу фельзит-порфир (пр. 11) соответствует промежуточной породе между гранодиоритом и андезитом, характеризующимися избыточным количеством глинозема.

Эксплозивная фация. Флюидальная туфолава плагиоклазового порфирита — бордово-сиреневой окраски, с флюидальной текстурой. Цементирующая масса (60%) имеет стекловатую, витрофировую, псевдофельзитовую структуру и состоит из микролитов полевых шпатов, кварца, призмочек опацитизированного цветного минерала и вулканического стекла. Обломки фенокристаллов представлены таблитчатыми, иногда оплавленными кристаллами разложенного ан-

дезина (30—40%), удлиненно-призматическими и шестигранными срезами обесцвеченных, опацитизированых биотитов и роговой обманки (до 8%) размером от долей до 2,0×0,2 *мм*, вытянутыми чешуйками биотита, часто ориентированными и деформированными по направлению флюидальности основной массы, кварцем, образующим округлые, оплавленные зерна, и единичными пелитизированными зернами калишпата.

Кроме указанных осколков минералов, в породе устанавливаются фьямме (16%), округлые и неправильные по форме включения вулканического стекла, характерные для игнимбритов и туфолав. Размеры их чаще всего 5—10 *мм* в длину и 2—3 *мм* в ширину. Слабо раскристаллизованное вулканическое стекло линзовидных включений отличается от стекла основной, цементирующей массы большими показателями преломления и сероватой окраской.

Из акцессорных встречается апатит в виде призматических, игольчатых и шестиугольных кристаллов, обычно слабо буроватых, циркон представлен округлыми зернами, титаномагнетит — кубическими кристаллами (0,27×0,27 *мм*) с решетчатой структурой, сфен редко образует клиновидные формы и располагается по спайности биотитов, магнетит, рассеян в виде ксеноморфных зерен. Вторичные изменения выражаются в пропилитизации с новообразованиями серицита, альбита, карбоната, редко пирита и эпидота.

Туфолавы дацитового состава слагают верхнюю часть разреза и характеризуются сливной текстурой, стекловатой и фельзитовой основной массой (62,0%). Осколки кристаллов — плагиоклаз (20%) андезинового состава, калишпат (санидин) (11,0%), угол оптических осей которых колеблется от (—) 48 до (—) 50°, хлоритизированные чешуйки биотита (6%), единичные зерна кварца (до 3%) и роговой обманки.

Игнимбриты трахиандезитового, трахиандезито-дацитового и дацитового состава широко распространены в хребте Каржантау. Имеют сиреневую и бордовую окраску. Цементирующая флюидальная масса (60%) характеризуется игнимбритовой, фельзитовой, микролитовой, витрофировой, стекловатой структурой. Осколки состоят из кластокристов полевых шпатов, темноцветных минералов, реже инородных обломков, линзовидных включений — фьямме, характерных для игнимбритов. Кластокристы и обломки чаще ориентированы по флюидальности цемента.

Преобладающие среди обломков кластокристы калишпата (22%) представлены призматическими, неправильными зернами размером до 0,8×1,0 *мм*. Угол оптических осей калишпата в трахиандезитах равен (—) 48° — (—) 58°, трахидацитах — (—) 55—60°, что соответствует триклинному высокому ортоклазу (см. табл. 37).

Плагиоклаз (20%) андезинового и олигоклазового состава, в трахидацитах образует таблитчатые, раздробленные зерна размером не более 0,5—0,35 *мм*. Темноцветные (биотит, роговая обманка) представлены вытянуто-призматическими и игольчатыми кристаллами размером 0,08×0,8 *мм* и 0,17×0,7 *мм;* инородные обломки угловатой, неправильной формы, размер их до 1,0×0,7 *мм*, состоят из фельзита, полностью замещенного рудным веществом, плагиоклазового порфирита, в стекловатую массу которого включены вкрапленники таблитчатых плагиоклазов, образующих гломеропорфировую структуру.

Кроме вышеперечисленных, в породе четко выделяются фьямме, достигающие 1—2 *см* в длину и 1,5—2 *мм* в ширину.

Центральная часть линзовидных тел, как правило, перекристаллизована в ксеноморфный кварц, реже обнаруживаются мельчайшие

таблички калишпата и плагиоклаза с двойниками. Периферическая часть их состоит из слабо раскристаллизованного вулканического стекла, иногда замещающегося рудной пылью. Такая зональность строения фьямме объясняется, по-видимому, длительным охлаждением их центральной части, в то время как окружающая среда представляла собой горячую стекловатую массу.

Фьямме образуются в результате кристаллизации кластокристов полевых шпатов, цветных минералов и инородных обломков, находящихся внутри них в виде включений. Устанавливается спекание и дробление их.

Описываемые вулканиты близки андезитам и гранодиоритам Р. О. Дэли и характеризуются увеличенной избыточной глиноземистостью, резким преобладанием калия над натрием (пр. 14, 15, 16, 17).

Среднеобломочные туфы фельзитового состава литокристаллокластической структуры. Фельзитовая и микропойкилитовая цементирующая масса (50%) включает кластокристы таблитчатых зерен плагиоклаза — альбит-олигоклаза (16%), ортоклаза (5—8%), цветных минералов, округлых и угловатых обломков фельзита (до 1,6××1,0 *мм*), биотит-плагиоклазового порфирита (1,5×1,0 *мм*), микротрахитового порфирита (1,2×1,7) с типичной трахитовой структурой, стекловатой массы (до 2,5×1,0 *мм*), полевошпатового порфирита (1,2××1,0 *мм*) с интерсертальной структурой и выделениями калишпата.

Туф трахитового состава лито- и кристаллокластической структуры с микролитовой основной массой (до 60%), цементирующей призматические, округлые зерна разложенного плагиоклаза — андезина (20%), пелитизированного калишпата (18%) — триклинного промежуточного ортоклаза (до 1,7×0,05 *мм*), хлоритизированного цветного минерала (2,0% до 0,7×0,3 *мм*). В породе также обнаруживаются инородные обломки фельзита (до 3,5×2,0 *мм*), флюидальных нераскристаллизованных лав, андезитовых порфиритов с вкрапленниками полевых шпатов, цветных минералов, заключенных в стекловатой массе, реже сферолиты (до 1 *мм* в диаметре) радиально-лучистого строения, состоящие из слабо раскристаллизованной кварц-полевошпатовой массы. Сферолиты обычно включают зерна калишпатов.

Из акцессорных присутствуют призматические зерна апатита, циркона, ксеноморфного магнетита, из вторичных альбит, серицит, карбонат, реже хлорит и кварц; пирит рассеян.

Вулкано-терригенная фация. Эта фация слагает основание разрезов и представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками пестрого цвета.

Туфобрекчия смешанного состава с типичной литокристаллокластической структурой. Раскристаллизованная стекловатая масса цементирует угловатые и округлые обломки пироксеновых, биотит-роговообманковых, плагиоклазовых порфиритов с интерсертальной трахитовой и гиалопилитовой структурой основной массы, включающих таблички плагиоклаза — андезина, калишпата, пироксена, амфибола, биотита, реже кварца, по которым развиты серицит, хлорит, карбонат, кварц и рудное вещество. Обломки порфиритов достигают 2 *см* и более и составляют 70—80% общей массы породы. Кроме вышеупомянутых обломков, встречаются обособленные кластокристы разложенных полевых шпатов, цветных минералов, апатита, кварца, вулканического стекла. Порода интенсивно затронута процессом пропилитизации.

Туфоконгломераты мелко- и среднегалечного сложения характеризуются пестрым составом. Галька порфиритовая, реже порфировая, хорошо окатана, размер до 20—30 *см* и более в диа-

метре. По петрографическому составу она соответствует базальтовому, пироксеновому, роговообманковому, биотитовому, плагиоклазовому порфиритам, реже туфу плагиоклазового порфирита и фельзит-порфира. Туфоконгломераты включают гальку андезитового порфирита с микролитовой, стекловатой и интерсертальной основной массой, состоящей из фенокристаллов пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, реже калишпата.

Разнообломочные песчаники и туфопесчаники переслаиваются с туфоконгломератами и карбонатными породами. Туфопесчаники андезитового, трахиандезитового, трахидацитового состава кластической структуры, состоят из обломков фельзита, порфирита, кластокристов плагиоклаза, калишпата и цветных минералов.

Жерловая и субвулканическая фации. Породы данных фаций, относящихся к андезитовой формации, изучены недостаточно. Имеются некоторые материалы о наличии вулканических построек, экструзий, куполов и остатков вулканических корней в Каржантау, юго-западных отрогах Чаткальского и Кураминского хребтов (Васильковский, 1952; Арапов, 1968; Агафонов, 1963; Лунина, 1962; Каржаев, 1966; и др.).

К настоящему времени породы субвулканической фации известны в районе месторождений Аксагата, Кумышкан, Гушсай, Чадак и в бассейне рек Акбулак и Карабау. Наиболее детально они изучены в районе Алмалыка. Возрастные взаимоотношения субвулканических тел с другими геологическими образованиями не выяснены, но по петрогеохимическим особенностям они сходны с вулканитами андезитовой формации.

Субэффузивные тела Алмалыка описаны К. Н. Вендландом (1941). Впоследствии они рассматривались И. Б. Федоровой и В. И. Каломиченко как жерловые фации минбулакской, а В. А. Араповым (1960) — акчинской свит.

Остатки корней вулканических каналов, располагающиеся в северном тектоническом блоке гор Карабулак и Тутбулак, имеют форму интрузивных тел с крутыми контактами и залегают среди карбонатных пород $Д_2$—$С_1$. Площадь их около 1 *км*^{2} (рис. 28). Они приурочены к зонам продольных разломов IV и V порядков (Карабулакский и др.). Породы представлены туфолавами, туфобрекчиями порфирового и порфиритового состава с обломками андезитовых, пироксеновых, плагиоклазовых порфиритов. В эндоконтакте пород отмечается флюидальность, ориентированная параллельно контакту вмещающих пород.

На вершине горы Карабулак обнажается известняковая глыба, располагающаяся в своеобразной воронке. По периферии воронка опоясывается туфобрекчиями мощностью до 15 *м*, падающими во внутрь под углом 20—25°. Ниже по склону туфобрекчии кольцом опоясываются вулканическими бомбами размером до 20—30 *см* в диаметре. Обломки туфобрекчии порфиритового состава, цементируются туфовым материалом. Вулканические бомбы соответствуют андезитам, трахиандезитам с рассеянным пиритом.

Характерно изменение цвета и степени раскристаллизации пород на контакте с известняками. В непосредственной близости от него порода имеет темно-серый цвет и скрытокристаллическое строение. По мере удаления к центру она приобретает туфовый облик и серый, серовато-коричневый цвет, а в центре становится снова плотной и бурой. Появляется порфировая структура, увеличиваются количество и размеры порфировых выделений. Таким образом, тело приобретает зональное строение.

На контакте с известняками породы представлены измененными плагиоклазово-пироксеновыми порфиритами с разложенной основной массой, состоящей из лейст серицитизированных плагиоклазов, стекла, рудной пыли и продуктов вторичного изменения. Структура основной массы призматически-зернистая. Во вкрапленниках присутствуют неправильные округлые и идиоморфные зерна авгита (до 1,5—1 *мм*), нацело замещенные карбонатом, хлоритом и рудной пылью. Плагиоклаз представлен удлиненнопризматическими зернами размером от долей до 2,5×0,5 *мм*.

Калишпат встречается в виде пелитизированных таблитчатых зерен (1,5×1 *мм*), изредка отмечаются миндалины (до 0,7—1 *мм*), кото-

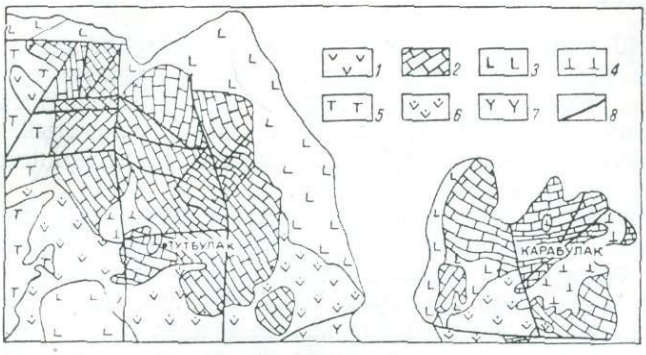


Рис. 28. Схема геологического строения района расположения субвулканических тел андезитовой формации.

1 — кварцевые порфиры $\left(Д_1^2\right)$; **2** — известняки $Д_2 - C_1$; *3* — порфириты ($C_1 - C_2$) эффузивной фации; *4* — породы жерловой фации ($C_1 - C_2$); *5* — сиенито-диориты ($C_2 - C_3$); *6* — сиенито-диориты ($C_1 - C_2$); *7* — андезитовые порфириты (C_2); *8* — линии разломов.

рые заполнены хлоритом, серицитом, кварцем, карбонатом, пиритом. В целом порода пропилитизирована с развитием серицита, хлорита, карбоната, кварца, пирита.

Промежуточная зона субвулканического тела сложена мелкообломочными туфами и туфопесчаниками. Туфопесчаник, по-видимому, вынесен из нижележащих толщ. Обломки его представлены кварц-кальцитовыми образованиями, плагиоклазом, неправильными зернами кварца, сцементированными стекловатой и местами глинисто-карбонатной массой тонкозернистого сложения.

Центральная часть тела состоит из плагиоклазово-биотитового порфирита. Основная масса (72,5%) полустекловатая, интенсивно заражена рудной пылью. В порфировых выделениях участвуют нацело опацитизированные удлиненнопризматические зерна биотита (2—3%) и серицитизированный плагиоклаз (20%) размером до 2×0,5 *мм*. Состав плагиоклаза — олигоклаз — андезин. Калишпат представлен таблитчатыми кристаллами (5,5%). Кварц образует неправильные единичные зерна. Из акцессорных отмечаются удлиненнопризматический брусковидный апатит и идиоморфный магнетит. Порфировые выделения составляют 25—30% общей массы пород.

В этой части также устанавливаются андезито-дацитовые порфиры с туфовым обликом. Структура породы кристаллокластическая. Основная масса состоит из плохо поляризующих веществ (20—25%). В мелких угловатых включениях основной массы участвуют серицитизированный плагиоклаз, соответствующий по составу андезину (1×1 *мм*), ка-

лишпат и биотит в удлиненнопризматических зернах размером до 0,8××0,4 *мм*, изредка встречается роговая обманка. Кварц представлен неправильными обломками размером 1,3×0,8 *мм*.

Субвулканическое тело, расположенное на горе Тутбулак, залегает среди известняков, имеет овальную форму, вытянуто на северо-восток. Наблюдаются мелкие апофизы, проникающие в известняки. У контакта известняки брекчированы, мраморизованы, местами анкеритизированы и приобретают бурую окраску. В эндоконтакте залегают туфобрекчии бледно-розового цвета. Обломки их состоят из карбоната, полевого шпата, кварца, биотита, порфиритов. Структура породы кластическая, *местами вокруг обломков карбоната отмечается псевдофлюидальная* текстура.

В 30—40 *м* от контакта известняков с субвулканом к центру тела обнажаются рыхлые туфопесчаники, тонкообломочные туфы андезитового состава. В обломках присутствуют опацитизированный биотит, роговая обманка, разложенный полевой шпат, угловатый и округлый кварц. Цементирующим материалом служит тонкозернистое глинистое вещество, загрязненное рудной пылью.

В центральной части устанавливаются рыхлые туфы мелкообломочного сложения и плагиоклазовые порфириты с разложенной основной массой. В порфировых выделениях находятся кристаллы серицитизированных плагиоклазов размером 1,7×1,04 *мм*, неправильные зерна кварца, миндалины, заполненные кварцем, карбонатом, серицитом, пиритом. В этой части рыхлые розовые туфы переходят в серые туфы роговообманкового порфирита, которые интенсивно ожелезнены. Здесь же обнаруживаются обломки плагиоклазовых порфиритов с разложенной основной массой, состоящей из микролитов плагиоклаза, кварца и продуктов вторичного изменения. В порфировых выделениях присутствуют лишь удлиненно- и короткопризматические таблички и неправильные обломки серицитизированных плагиоклазов (80—85%) размером до 1,0 *мм*.

Породы жерловой и эффузивной фаций относятся к нормальному ряду. Устанавливается близость их к щелочноземельным трахитам и трахитам, отличаются они пониженной щелочностью и меньшим содержанием кремнекислоты (рис. 27).

При сравнении химических составов пород жерловой фации и толщи. выявляется определенное их сходство при незначительных отклонениях в содержании окислов Fe_2O_3, CaO и щелочей, при этом уменьшение их наблюдается в жерловых образованиях. В целом породы жерловой и *эффузивной фаций отличаются щелочным характером с преобладанием* K_2O над Na_2O (3 : 1).

По результатам химического и спектрального анализов в породах жерловой и эффузивной фаций (табл. 42, 43) устанавливаются следующие элементы-примеси: литий, рубидий, цезий, таллий, тантал, ниобий, германий, галлий, медь, цинк, свинец, ванадий, титан, хром, никель, кобальт, бериллий, скандий, иттербий, фосфор.

Таллий, тантал, цезий присутствуют в десятитысячных долях процента, литий и ниобий — обычно в тысячных, рубидий, цинк и свинец — в сотых (в породах эффузивной и жерловой фаций содержатся почти в равных соотношениях), ванадий, хром, цирконий — чаще в тысячных, реже в сотых. Бериллий редок, встречается в тысячных долях процента и отмечается во всех пробах. Никель и кобальт присутствуют постоянно в тысячных долях процента, а титан и фосфор — десятых. Иттербий, скандий, галлий, германий отмечаются в обеих фациях в незначительном количестве.

Таблица 42

Геохимическая характеристика вулканитов андезитовой формации (C_{1-2}) отдельных районов Кураминской подзоны (по данным А. Р. Ярмухамедова)

Элемент	Район гор Большого Чимгана		Чадак	Алмалык			Кларки по А. П. Виноградову	
			эффузивная фация			жерловая фация		
	андезитовый порфирит (2пр.)	андезито-дацитовый порфирит (4 пр.)	андезитовый порфирит (5пр.)	дацитовый порфир (2 пр.)	пироксеновый порфирит (3пр.)	андезитовый порфирит (2пр.)	пироксеново-плагиоклаз. порфирит (4пр.)	андезито-дацитовый порфирит (2 пр.)	для средних	для кислых
Rb	0,0105	—	0,019 (2)	—	0,015 (2)	0,021 (3)	0,020	—	0,01	0,02
Cs	0,0015	—	0,0011 (2)	—	0,0007 (2)	0,0013 (3)	Следы	—	0,00	0,0005
Li	0,0016	—	0,0011 (2)	—	0,0005 (2)	0,0010 (3)	0,0025	—	0,002	0,004
Tl	0,0005	0,000039	0,00010	0,00005	0,00016	0,00012	0,00010	0,00010	0,00005	0,000015
Ta_2O_5	Не обн.	Не обн.	0,0006	Не обн.	0,0008	0,0001	0,0001	Не обн.	0,00007	0,00035
Nb_2O_5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0024	0,0024	0,0007	0,0012	0,002	0,002
Ge	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,00025	0,0010	0,00015	0,00014
Ga	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,00006	Не обн.	0,0001	Не обн.	0,002	0,002
Pb	0,009	Не обн.	0,003	Не обн.	0,012	0,009	0,011	Не обн.	0,0015	0,002
Zn	0,005	Не обн.	0,013	Не обн.	0,011	0,014	0,020	0,015	0,0072	0,006
Cu	Следы	Следы	0,023	Не обн.	0,008	0,003	Следы	Следы	0,00035	0,002

В породах эффузивной и жерловой фаций вышеописанные микроэлементы в целом одинаково распределены.

Об одновозрастности пород жерловой фации и андезитовой формации (минбулакской свиты) свидетельствует то, что они относятся к единому герцинскому тектоно-магматическому циклу, распространены во втором подъярусе нижнекарбонового структурного яруса и обладают сходными петрографическими признаками и почти одинаковым распределением малых элементов. Кроме того, вулканиты андезитовой формации и жерловой фации прорываются нижне-среднекарбоновыми сиенито-диоритами (абсолютный возраст 270—320 млн. лет., Лаверов, Головин и др., 1963, 1964).

Характерно, что на контакте вышеописанных тел с известняками на горе Карабулак локализуется флюорит-полиметаллическое оруденение с низкотемпературным комплексом минералов (барит, кальцит, флюорит, галенит, малахит и гидроокислы железа).

Подобные рудопроявления, согласно взглядам В. Н. Котляра (1965), относятся к гидротермальному типу, так как они залегают среди пород субвулканического тела и, по-видимому, пространственно или парагенетически связаны с ними. Установление природы описываемых жерловых фаций приобретает большое теоретическое значение для выделения металлогенической роли эффузивных формаций района и их петролого-геологического значения как вулканических аппаратов.

Таким образом, остатки вулканических тел гор Карабулак и Тутбулак характеризуются следующими особенностями.

Таблица 43

Характер распределения средних содержаний малых элементов в вулканитах андезитовой формации Кураминской подзоны (минбулакская свита) (по данным А. Р. Ярмухамедова)

Элемент	Хр. Каржантау											
	эффузивная (лавовая) фация			эксплозивная фация						субвулканическая (некковая) фация	вулкано-терригенная фация	
	диабазы, пироксеновые порфириты (3 пр.)	туфолавы, игнимбриты трахиандезитового состава (13 пр.)	роговообманково-биотитовые порфириты (13 пр.)	плагиоклазовые порфириты (4 пр.)	литокластические агломераты, туфы андезито-дацитовых порфиритов (22 пр.)	флюидальные туфы липарито-дацитовых порфиров (13 пр.)	агломератовые туфы фельзитовых порфиров (12 пр.)	флюидальные туфы фельзитовых порфиров (46 пр.)	дацитовые, липарито-дацитовые порфиры (4 пр.)	андезито-дацитовые порфириты (3 пр.)	туфопесчаники, туффиты, алевролиты (5 пр.)	туфобрекчии, конгломераты смешанного состава (13 пр.)
Zr	0,021	0,03	0,028	0,03	0,03	0,03	0,03	0,025	0,03	0,03	0,024	0,023
Sc	0,003	0,003	0,0018	0,001	0,0015	0,0003	0,002	0,0018	0,0082	0,003	0,003	0,0025
Ga	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0025	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0027
Ba	0,12	0,1	0,28	0,3	0,15	0,3	0,30	0,25	0,30	0,30	0,24	0,15
Be	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0025	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Sr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,075	0,08	0,03
Cu	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003
Pb	0,003	0,003	0,0013	0,001	0,0025	0,002	0,001	0,003	0,003	0,003	0,0024	0,002
Zn	0,03	0,004	0,004	0,007	0,005	0,02	—	0,0021	—	—	0,01	0,017
Ag						0,001	0,001	—	0,0001	—		
Ti	0,3	0,3	0,9	0,5	0,4	0,35	0,27	0,3	0,32	0,44	0,6	0,5
V	0,03	0,011	0,12	0,016	0,01	0 006	0,0075	0,01	0,003	0,0075	0,03	0,025
Mn	0,03	0,03	0,23	0,16	0,03	0,026	0,30	0,42	0,24	0,30	0,08	0,07
Cr	0,01	—	0,0002	0,0007	0,0011	0,003	0,005	0,002	0,002	0,003	0,06	0,005
Ni	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,0017	0,0035	0,003	0,003	0,0024	0,007
Ca	—	—	—	0,0007	0,0011	0,001	0,001	0,001	0,0007	0,003	0,002	0,0014

Продолжение табл. 43

Элемент	Чимган		Чадак				Алмалык			
	эффузивная фация		эффузивная фация				эффузивная фация			вулканогенно-терригенная фация
	андезитовые порфириты (7 пр.)	андезитовые порфириты и их туфы (5 пр.)	андезитовые порфириты (роговообманково-биотитовые) (22 пр.)	плагиоклазовые порфириты (8 пр.)	дацитовые порфиры (3 пр.)	пироксеновые порфириты (21 пр.)	роговообманково-биотитовые порфиры (13 пр.)	плагиоклазовые порфириты (5 пр.)	андезито-дацитовые порфиры и их туфы, игнимбриты (11 пр.)	песчаники, туффиты, алевролиты (7 пр.)
Zr	0,025	0,03	0,02	0,03	0,21	0,022	0,028	0,03	0,025	0,025
Sc	0,0027	0,001	0,0025	0,0026	—	0,0008	0,003	0,0006	0,0013	0,0008
Ga	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Ba	0,24	0,3	0,28	0,3	0,3	0,0005			0,0005	0,0004
Be	0,0027	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0017			0,0057	0,0004
Sr	0,18	0,03	0,03	0,063	0,12	0,0005	0,009		0,0054	0,005
Cu	0,003	0,003	0,015	0,006	0,0017	0,1	0,16	0,11	0,2	0,1
Pb	0,0025	0,002	0,0025	0,005	0,003	0,005	0,0013	0,002	0,0024	0,006
Zn	0,04	0,01	0,06	0,007	—	0,035	0,026	0,01	0,017	0,06
Ag			0,0008	—	0,001	0,009	0,015	0,003	0,008	0,045
Ti	1,0	1,0	1,2	1,2	0,7	0,006	0,011	0,003	0,0016	0,006
V	0,18	0,012	0,015	0,02	0,021	0,05	0,22	0,006	0,013	0,15
Mn	0,27	0,3	0,22	0,019	0,3	—	0,0006	—	—	—
Cr	0,001	0,001	0,006	0,002	—		0,0004	0,0006	0,0008	0,0004
Ni	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,45	0,35	0,61	0,5	0,66
Ca	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,008	0,026	0,011	0,014	0,018
						0,02	0,3	0,06	0,17	0,28
						0,007	0,001	—	0,004	—
						0,0024	0,005	0,00024	0,005	0,0025
						0,0018	0,003	0,001	0,0043	0,0013

1. Неправильно овальная, изометрическая в плане форма тел по морфологии может быть отнесена к неккам или мелким штокам.

2. Грубо зональное строение и обломочная текстура и структура пород жерловой фации свидетельствуют об относительно коротком времени их деятельности и небольшой глубине формирования описываемых тел.

Обломочная текстура порфировых выделений могла образоваться при взрывах — эксплозиях, которые раздробили существовавшую ранее лавовую «пробку» и перемешали обломки застывших пород с новой порцией магмы, поднимавшейся из глубины (Б. Н. Лапин).

3. По возрасту описываемое тело аналогично эффузивной фации.

4. Изучаемые образования резко отличаются от гипабиссальных малых интрузий и даек $P—T_1$ формой залегания, петрографическими (степенью раскристаллизации как порфировых выделений, так и основной массы) и петрохимическими особенностями, а также структурным положением.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Преобладающими (35,2%) среди пород формации являются андезиты с содержанием SiO_2 — 57,2—62,1% и дациты (29,7%) с SiO_2, равным 63,0—68,5% (см. табл. 67, рис. 44).

Вариационная линия химического состава пород формации располагается между линиями ассоциации лав типа Пеле и Лассен-Пик, а от-

дельные фигуративные точки кислых разновидностей ложатся правее вариационной кривой Йеллоустонского парка. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей. При этом в кислых типах эффузивов калий преобладает над натрием. Средневзвешенный химический состав вулканитов формации соответствует андезиту, а по классификации Д. С. Штейнберга — андезито-дациту ($Q^1 = +18{,}10$; $\alpha = 33{,}5$; $b^1 = 10{,}59$).

По значению известково-щелочного индекса Пикока (54,5) вулканиты формации относятся к классу щелочно-известковых пород (см. рис. 46).

Статистические параметры распределения содержаний главных породообразу формаций Курамин

Формация	Свита	Элемент	Нормальная модель					Логнормальная модель			
			кол-во определений	среднеарифметическое	S^2 несмещенная оценка δ^2	отношение асимметрии к стандартному отклонению	отношение эксцессы к стандартному отклонению	среднеарифметическое	$S^2 \lg X$ несмещенная оценка для δ^2	отношение асимметрии к стандартному отклонению	отношение эксцессы к стандартному отклонению
Андезитовая	Минбулакская	Si	40	28,65	5,324	1,15	1,19	1,456	0,00124	136,6	22,1
		TiO_2	40	0,52	0,249	0,27	0,77	—	—	—	—
		Al	40	8,543	1,509	1,08	0,019	0,931	0,00384	4,44	1,400
		$Fe^{+2}+Fe^{+3}$	40	4,027	2,983	3,30	2,540	0,567	0,035	2,03	2,180
		Mg	40	1,364	1,105	2,00	0,300	0,73	0,2628	2,09	1,200
		Ca	40	2,691	1,469	1,83	0,642	0,363	0,034	4,90	7,10
		Na	65	1,92	0,448	2,90	1,02	0,259	0,0272	1,56	0,24
		K	64	3,29	1,421	1,32	1,03	0,487	0,0265	0,026	0,23
Андезито-дацитовая	Акчинская	Si	64	28,00	3,447	2,59	0,033	1,422	0,00139	5,13	12,08
		TiO_2	59	0,56	0,098	0,44	2,800	−0,312	0,089	7,50	6,59
		Al	64	9,50	1,259	3,70	0,423	0,924	0,0022	0,34	0,82
		$Fe^{+2}+Fe^{+3}$	64	4,42	1,800	2,00	0,326	0,624	0,0222	6,10	2,13
		Mg	64	1,66	0,849	7,90	17,600	0,157	0,645	1,40	2,90
		Ca	64	2,94	1,300	2,76	1,510	0,444	0,0267	0,016	0,49
		Na	64	2,48	0,1089	1,30	0,880	0,354	0,055	0,86	24,40
		K	64	2,59	1,283	2,58	0,165	0,351	0,300	8,50	3,40

В поведении породообразующих окислов описываемой формации наблюдаются следующие особенности.

В породах кремний, окись титана, алюминий, кальций, калий, натрий распределяются по нормальному закону, а железо — по логнормальному. Такое распределение железа (табл. 44) объясняется пропилитизацией основных и средних эффузивов, характеризующихся привнесением железа с образованием пирита.

В распределении коэффициента окисленности железа ($Fe_2O_3 : FeO$) не устанавливается какой-либо закономерности, но окись железа часто преобладает над закисью. Особенно это характерно для пород эксплозивной фации. В вулканитах этой фации устанавливается максимальное содержание глинозема (до 19,83%), а в жерловой — щелочей (до 11%) с резким преобладанием калия над натрием. В целом сумма щелочей увеличивается от эффузивной фации через эксплозивную к жерловой.

Содержание MgO и CaO меняется в зависимости от типа пород, а их соотношение постепенно уменьшается от эффузивной фации к жерловой.

При сравнении средних содержаний элементов в вулканитах формации с кларками для магматических пород среднего состава А. П. Виноградова (1962) выявляется, что церий, иттербий, скандий, тантал, свинец и рубидий превышают кларковое содержание. Галлий, германий, цирконий, ванадий, молибден, стронций, медь, цинк находятся в пределах кларка, галлий, ниобий, иттрий, марганец, никель, кобальт, титан — ниже кларковых величин.

Таблица 44

ющих элементов в вулканогенных породах андезитовой и андезито-дацитовой ской подзоны

Результаты проверки нормального распределения критерией согласия Пирсона					Результаты проверки логнормального распределения критерией согласия Пирсона				
число степеней свободы	$\chi^2_{0,05}$	$\chi^2_{0,01}$	$\chi^2_н$	примечание	число степеней свободы	$\chi^2_{0,05}$	$\chi^2_{0,01}$	$\chi^2_н$	примечание
—	—	—	—	—	7	14,1	18,5	3,51	Согласуется
7	14,1	18,5	18,13	Согласуется	—	—	—	—	—
7	14,1	18,5	10,85	Согласуется	—	—	—	—	—
7	14,1	18,5	20,65	Отвергается	7	14,1	18,5	5,03	Согласуется
7	14,1	18,5	251,8	Отвергается	—	—	—	—	—
7	14,1	18,5	7,11	Согласуется	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	7	14,1	18,5	6,81	Согласуется
—	—	—	—	—	9	16,9	21,7	9,51	Согласуется
9	16,9	21,7	7,38	Согласуется	7	14,1	18,5	36,8	Отвергается
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	16,9	21,7	610,2	Отвергается	9	16,9	21,7	12,14	Согласуется
9	16,9	21,7	8,12	Согласуется	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	7	14,1	18,5	5,83	Согласуется
7	14,1	18,5	6,06	Согласуется	7	14,1	18,5	7,00	Согласуется
9	16,9	21,7	9,88	То же	9	16,9	21,7	6,30	Согласуется
9	16,9	21,7	21,1	„	—	—	—	—	—

Результатами спектрального и химического анализов установлено, что такие элементы, как иттрий, иттербий, лантан, молибден, обнаруживаются лишь в вулканитах Алмалыка и распределены весьма неравномерно. Они, также как и серебро, отмечаются в вулканитах хребта Каржантау, Чадака, Алмалыка. Вышеотмеченные элементы связаны с более поздними постмагматическими проявлениями.

Среднее содержание микроэлементов в образованиях жерловой и субвулканической фаций незначительно понижено по сравнению с эффузивными, эксплозивными, а иногда вулкано-терригенными фациальными разновидностями пород.

Малые элементы в минералах вулканитов базальтово-трахиандезито-дацитовой и андезитовой формаций распределены следующим образом (табл. 45): барий, стронций, титан, цинк присутствуют в полевых шпатах, пироксене, апатите, цирконе, магнетите, пирите, в количестве от сотых до десятых долей процента; ванадий — в сотых; бериллий, никель, скандий, галлий — исключительно в тысячных.

В апатитах и цирконе церий присутствует в десятых долях процента, гадолиний, лантан — в сотых, иттрий, иттербий — от тысячных до десятых долей процента.

В пиритах медь встречается исключительно в сотых, цинк — в десятых долях процента. Реже обнаруживаются серебро — тысячные и мышьяк — десятые доли процента.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Вулканиты андезитовой формации образовались в условиях смены прогибаний поднятиями. Им свойствен наземный характер и центральный тип извержения с резким преобладанием продуктов эффузивной фации пород над эксплозивной. Удельная пирокластичность в различных участках подзоны различна и колеблется от 10 до 80%, в среднем 30%.

2. Вулканиты андезитовой формации по петрографическому составу колеблются от базальто-андезитов до липаритов. Наиболее распространены андезитовые (до 60%), андезито-дацитовые и дацитовые порфиры с повышенной щелочностью, меньше — базальтово-андезитовые порфириты (до 4%). В разрезах формаций хребта Каржантау, кроме основных и средних типов вулканических пород (также слагающих разрезы других участков), широко развиты кислые (фельзиты, липариты), субщелочные (трахиандезито-дациты, трахиты) разновидности эффузивов с явно выраженным игнимбритовым и туфолавовым характером. Андезитовой формации в целом присуще излияние основных и средних по составу лав в начальной стадии вулканизма, умеренно кислых и кислых — в конечной. В разрезах формации хребта Каржантау и юго-восточных отрогов Чаткальского хребта в начальной стадии изливаются кислые и умеренно кислые лавы, а в конечных — основные и средние.

3. Для эффузивов описываемой формации характерны «таблитчатые» плагиоклазовые порфириты. Где бы они не обнажались (бассейны рек Каракузы, Кызылсу, Бельдер, Чадак, районы Алмалыка, Алтынтопкана), они всюду имеют одинаковый петрографический состав, структуру, а иногда и окраску. Кроме того, только они прорываются гранодиоритами карамазарского типа (бассейны рек Надак, Гушсай, Бельдер, Ташкескен, Уткемсу и др.).

4. Для игнимбритов базальтово-трахиандезито-дацитовой и андезитовой формаций характерны отсутствие признаков слоистости, однородность состава и окраски (за исключением самой нижней части разреза), столбчатая отдельность, наличие литоидных обломков, которые обтекаются флюидальным стеклом, оплавление литоидных обломков и кластокристов минералов.

Туфолавы, образующие покровы с пологим падением, представляют собой стекловатую лаву, в которой обнаруживаются обломки пород и осколки полевых шпатов, кварца, биотита и роговой обманки. Цементом служит вулканическое стекло или фельзит с четко выраженной флюидальной текстурой, в которой заметно обтекание обломков пород и кластокристов минералов. Пламевидные включения, придающие породе флюидальность, состоят из полосок и линз (фьямме) обычно фельзитового состава. Центральная часть фьямме более раскристаллизована, периферическая — менее. Линзы постепенно сливаются с цементирующей стекловатой массой.

Вышеописанные игнимбриты в текстурно-структурном и петрографическом отношении сходны с туфолавами, отличаясь от них реликтовой структурой и спеканием основной массы.

Кристаллокластические и литокристаллокластические туфы отлича-

Характер распределения малых элементов в породообразующих и акцессорных минералах вулканитов базальтово-трахиандезито-дацитовой и андезитовой формаций Кураминской подзоны (по данным А. Р. Ярмухамедова)

Номер проб	Отобранный минерал	P	Ba	Sr	Mn	Ti	Cu	Pb	Be	Ce	La	Y	Yb	Zr	Sc	Ga	V	Co	Cr	Zn	Sb	Ag	Ni	W	Gd	As
3	Апатит	>1%	—	6	8	6	2	—	—	6	4	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	Циркон	—	6	4	6	7	2	2	1	—	—	4	2	>1%	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	Апатит	6	—	—	6	6	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4(25)	Циркон	>1%	6	4	6	6	—	—	—	6	4	3	2	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4661[а]	Плагиоклаз	—	7	4	—	6	2	2	1	—	—	—	—	—	1	2	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—
4561[б]	Пироксен	—	7	—	—	7	4	2	2	—	—	—	—	—	1	2	4	3	4	4	4	—	—	—	—	—
6023	Пироксен	—	7	—	—	4	2	—	—	—	—	—	—	—	1	2	4	2	3	4	—	—	—	—	—	—
4560	Пирит	—	4	4	—	6	4	2	2	—	—	—	—	—	2	—	—	3	—	—	—	1	2	—	—	—
4678	Магнетит	—	—	—	—	6	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	6	—	—	—	2	—	—
198	Циркон	4	8	4	—	7	2	4	1	—	—	4	2	>1%	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
4678	Апатит	>1%	6	7	—	6	2	4	1	6	4	4	2	6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—
4679	Апатит	>1%	10	6	—	6	2	2	1	6	4	6	3	8	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	4	6
4679/1	Циркон	8	8	4	—	6	1	—	1	—	—	6	2	>1%	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
4547	Пирит	—	4	4	—	4	4	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	—	6	—	2	2	—	—	7
4550	Пирит	—	3	4	—	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	—	—	1	2	—	—	7
4552	Пирит	—	4	—	—	3	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	—	—	—	2	—	—	—
4561	Пирит	—	4	—	—	3	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	6	—	2	2	—	—	6
4566	Пирит	—	3	—	—	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	—	6	—	—	2	—	—	7
4678	Пирит	—	6	4	—	2	3	—	2	—	—	—	—	4	—	2	2	—	—	4	—	—	—	—	—	—
4676	Пирит	—	6	4	—	2	4	—	2	—	—	—	—	4	1	2	4	2	—	4	—	—	2	—	—	—

Примечание. 1—0,001%; 2—0,001—0,005 %; 3—0,005—0,01%; 4—0,01—0,05%; 5—0,05—0,1%; 6—0,1—1,5%; 7—0,5—около 1%; 8—более 1%; анализы выполнены в спектральном кабинете ИГиГ АН УзССР Е. Д. Гуртенберг. Базальтово-трахиандезито-дацитовая формация. Пробы: 1—пироксеново-плагиоклазовые *порфириты, водораздел* Аркут-Кызылсу; 2—игнимбриты трахиандезито-дацитового состава р. Кызылсу; андезитовая формация: 3—пироксен-плагиоклазовые порфириты, р. Кызылсу; 4(25)—роговообманковые андезитовые порфириты, р. Каракузы; 4661[а], 4561[б], 6023—андезитовые порфириты, Алмалыкский район, р. Саукбулак; 4560, 4547, 4550, 4552, 4561, 4566—андезито-дацитовые порфириты, Алмалыкский район, р. Саукбулак; 4678, 4679, 4679/1, 4678, 4676—пироксеново-*плагиоклазовые порфириты*, Алмалыкский район, гора Карабулак (жерловая фация); 198—плагиоклазовый порфирит, р. Чадакбаши.

ются от игнимбритов и туфолав характером цемента (несваренностью и некоторой перекристаллизованностью) и составом обломочной части.

5. При нанесении результатов измерений координат двойниковых осей порфировых выделений плагиоклазов на диаграмму А. С. Марфунина (1962) выявляется следующее:

а) плагиоклазы андезитовых порфиритов гор Большой Чимган и бассейна р. Чадак характеризуются увеличенной степенью упорядоченности кристаллической решетки, что указывает на вероятный субвулканический генезис вулканитов;

б) плагиоклазам из вулканитов собственно субвулканической фации свойствена высокая степень упорядоченности, что свидетельствует о кристаллизации плагиоклаза в условиях сравнительно медленного понижения температуры;

в) плагиоклазы из пород эффузивной и эксплозивной фаций не упорядочены или имеют низкие величины степени упорядоченности.

6. Калишпаты в вулканитах описываемых формаций соответствуют триклинным высоким ($2v = -52 \div -58°$) и промежуточным ($2v = -66 \div -78°$) ортоклазам и триклинному высокому ($2v = -72°$) микроклину.

Глава IV

АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (C_2) КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ

Данная формация впервые выделена нами в пределах Курамин-ской структурно-формационной подзоны. Она объединяет акчинскую (Васильковский, 1952) и надакскую (Артемова, 1954) вулканогенные свиты. Геологический возраст формации определяется как среднекарбоновый на основании несогласного залегания ее на размытой поверхности пород андезитовой (C^3_1—C^1_2) формации и гранодиоритов C_2 (рис. 29) и несогласного перекрывания ее вулканитами липаритовой формации. Абсолютный возраст пород андезито-дацитовой формации колеблется от 300* до 303 млн. лет.

В осадочных прослоях данной формации (Кузнецов, Арапов, Сикстель, 1960; Кадыров, 1966; и др.) найдены многочисленные остатки растений (Кызыл-Алмалысай, Кандырсай, Нишбашсай, Чукуртайпан-сай), которые характеризуют среднекарбоновый возраст вмещающих пород (определение Т. А. Сикстель).

Эти суждения представляются более логичными, если учесть, что на акчинской свите повсеместно развита своеобразная сульфатная кора выветривания, которая по мнению Р. А. Мусина (1965, 1970), синхронна со среднекарбоновыми бокситами Южного Тянь-Шаня, возраст которых не моложе московского века.

Андезито-дацитовая формация в Кураминской подзоне широко развита. Наибольшие выходы ее отмечаются в районе Такели, бассейнах рек Карамазар, Алтын-Топкан, Долоны, Пангаз, Алмалыкском районе, Гуштсае, Наугарзансае, юго-западных отрогах Чаткальского хребта и Каржантау (рис. 30, 31, 32).

Формация сложена в основном вулканогенными образованиями андезито-дацитового состава, верхи ее разреза представлены игнимбритами кварцевых порфиров (р. Четсу), нижние части — вулканомиктовыми породами (гравелиты, песчаники, туфопесчаники, алевролиты, туффиты, конгломераты с линзами массивных известняков), выше — крупнопорфировыми (размер порфировых выделений до 1,5 *см*), андезито-дацитовыми и дацитовыми порфирами. В большинстве случаев разрезы венчаются мелкообломочными (2—3 *мм*) литокристаллокластическими туфами дацит-порфиров.

Имеющиеся материалы показывают, что андезито-дацитовая формация Кураминской подзоны формировалась в результате проявления

* Определение произведено по валовым пробам в Институте геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР Ф. А. Аскаровым калий-аргоновым методом.

не менее трех вулканических импульсов (циклов), о чем свидетельствует трехкратная смена осадочных пачек вулканогенными образованиями, а последних — мелкообломочными кислыми туфами.

Мощность андезито-дацитовой формации колеблется от 300 (*южные склоны Кураминского хребта*) *до 3000 м* (*северные склоны*).

Вещественный состав пород данной формации весьма разнообразен и диапазон основности пород варьирует от базальтовых порфиритов до кварцевых порфиров включительно.

Эффузивная фация. Базальтовые, андезито-базальтовые порфириты распространены в бассейнах рек Алмалык, Каульда, Ташкутан, Саукбулак и как обычно слагают нижнюю часть разреза формации мощностью до 70 *м*. Это афировые, черные, серовато-зеленые интенсивно эпидотизированные и хлоритизированные породы с порфировыми выделениями зерен пироксена и плагиоклаза. Призматически зернистая, полустекловатая основная масса породы (32—60%) состоит из лейст плагиоклаза, мелких призмочек пироксена, пространство между ними заполнено вулканическим стеклом и продуктами постмагматических изменений.

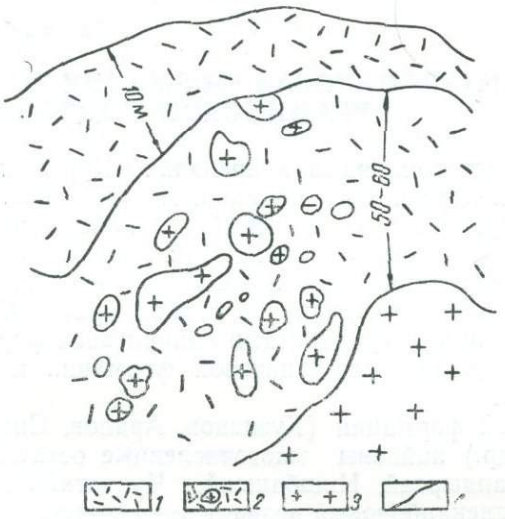


Рис. 29. Взаимоотношение пород андезито-дацитовой формации с гранодиоритами Карамазарского типа (бассейн р. Уткемсу).

1 — туфы; 2 — туфы и туффиты с обломками гранодиоритов; *3* — гранодиориты; *4* — линии контактов.

Плагиоклаз (12—45%) в порфировых выделениях образует таблитчатые и неправильные формы зерен размером до 1 *мм*, зонален: ядерная часть зерна плагиоклаза состоит из лабрадор-андезина (№ 40—55), а периферия — олигоклаза (№ 28—30). Пироксен (13—15%) встречается в виде короткопризматических и шестиугольных зерен (0,6—2 *мм*).

По составу соответствуют: гиперстену (Ng=1,677; Ng—Np=0,013; 2v=—64°; 10% $FeSiO_3$); энстатиту (Ng=1,679—1,68; Ng—Np=0,007; 2v=+60°; 12% $FeSiO_3$); авгиту (*c* : Ng=45—53°; Ng—Np=0,017—0,022; 2v=+55°). Редко в единичных зернах встречаются оливин, роговая обманка, калишпат, кварц.

Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит и пирит (до 1%). Вторичные изменения пород представлены уралитизацией пироксенов, соссюритизацией плагиоклазов, эпидотизацией, хлоритизацией, карбонатизацией и окварцеванием.

По особенностям химизма описываемые породы соответствуют кварцевому диабазу, мелафиру и кварцевому базальту Дэли, но отличаются от них перенасыщенностью кремнеземом, большей известковистостью, щелочностью и преобладанием калия над натрием.

Андезитовые порфириты. По минеральному составу среди них выделяются: *плагиоклазовые, биотитовые, пироксеновые, пироксен-амфиболовые* и амфиболовые разности.

Андезитовые порфириты широко развиты в бассейнах рек Алмалы, Кызата, Саукбулак, Кандыр, Аюлы, Кархана, Карамазар, Пангаз, Гушсай, Нишбаш, Семгран, Сегенек, Наугарзан, Лашкерек, в Алмалыкском районе, а также Уткемсусае, Такмаксае, менее — в Чадакском рудном поле, в бассейне Аштсая и Гавасая. Внешне они представляют собой плотные порфировые породы с крупными (до 1,5 *см*) порфировыми выделениями полевых шпатов и цветных минералов.

Структура пород порфировая, а основной массы — гиалопилитовая, пилотакситовая, витрофировая, микролитовая, реже микрофельзитовая. Количество мезостазиса колеблется в пределах 40—90%. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз (7—46%), биотит (1,2—11%), реже калиевый полевой шпат (от единичных зерен до 1,1%), амбифол (0,3—11%), пироксен (0,6—14%). Из акцессориев встречаются циркон, апатит, магнетит, пирит.

Плагиоклаз (№ 38—60; 2v=68—88°) образует две генерации: порфировых выделений и микролитов в основной массе.

Из вторичных процессов по плагиоклазу интенсивно развиваются карбонатизация, серицитизация и очень слабо — эпидотизация.

Андезитовые порфириты, слагающие среднюю часть разреза формации, резко отличаются от слагающих нижнюю интенсивным развитием вторичных изменений (серицитизация, карбонатизация, эпидотизация и в меньшей степени альбитизация). Плагиоклаз в них часто имеет зональное строение. Содержание анортита в нем увеличивается от периферии (№ 30) зерен к центру (№ 50, табл. 46).

Калишпат (2v=—68—70°, $\Delta S = 0{,}65$) встречается в виде корродированных, таблитчатых призматических зерен (0,2—2 *мм*). Интенсивно пелитизирован. Участками по нему развивается эпидот.

Биотит (2—4%) интенсивно опацитизирован, иногда нацело замещается магнетитом и хлоритом ярко-зеленого цвета (пеннин). В средней и верхней частях разреза формации встречаются интенсивно мусковитизированные, эпидотизированные чешуи и вторичный биотит.

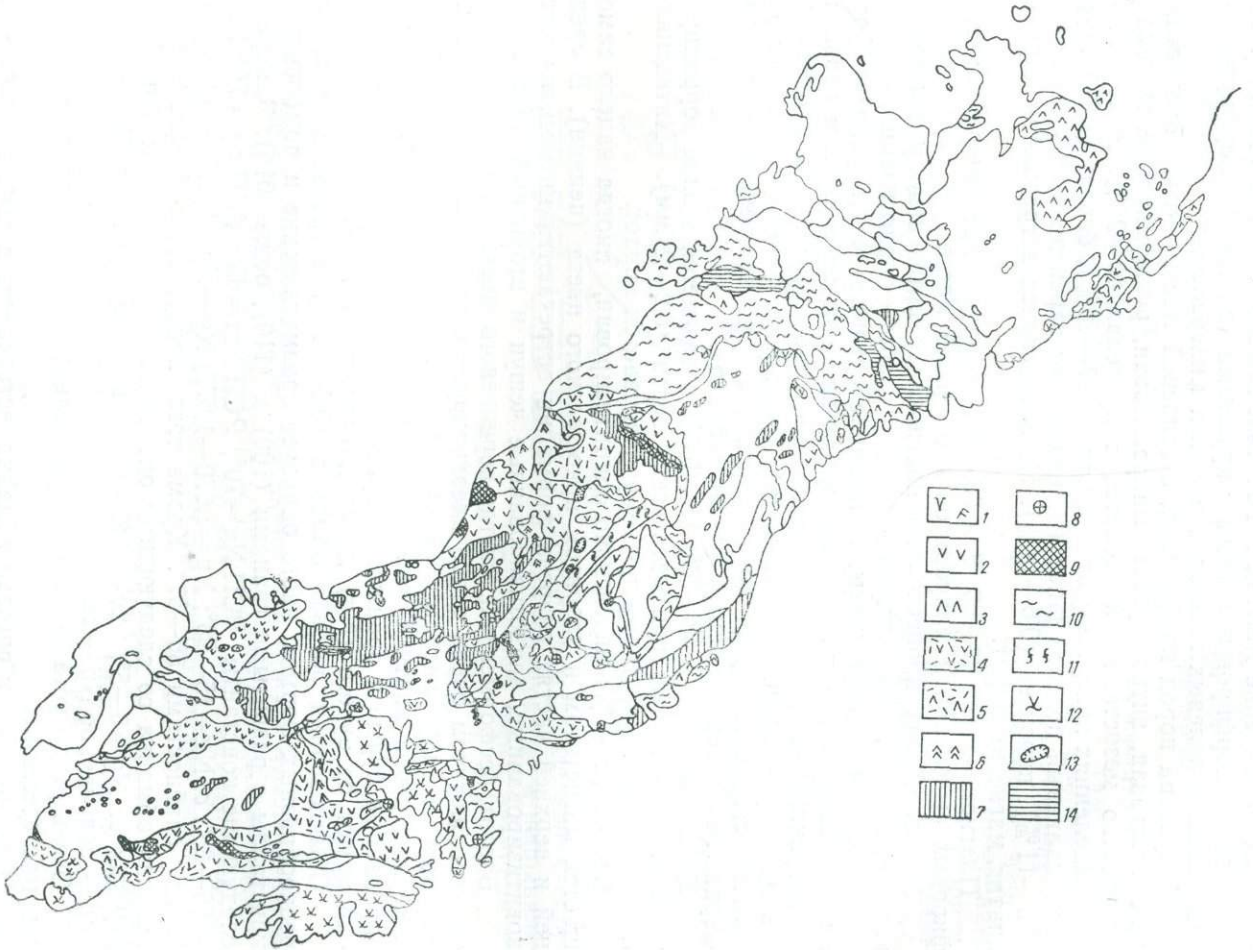
Биотит бесформенный, светло-коричневого цвета, по сравнению с ранним биотитом очень слабо плеохроирует в коричневых тонах и не замещается гидроокислами железа. В виде пойкилитовых включений содержит зерна апатита, реже циркона. Сравнительно менее опацитизированные бурые и оранжевые кристаллы биотита интенсивно плеохроируют от бурого (Ng) до светло-оранжевого (Np).

Обыкновенная роговая обманка (0,3—11%) встречается в самых разнообразных формах, часто образует призматические и ромбовидные кристаллы с развитыми гранями (100) и (110), реже (010). Замерены следующие константы: РСП Ng=70°; РСП Nm=65°; РСП Np=70°; 2v=86—88°; *c*: Ng=15—23°; Np=1,670—1,672; Ng—Np=0,015—0,021; угол между спайностями 56—57°. Кроме того, присутствует базальтическая роговая обманка со следующими оптическми константами: Ng—Np=0,035; *c*: Ng=0—5°; 2v=—67—65°, плеохроирует: по Ng — бурая, Nm — зеленая, по Np — желтая.

Очень редко устанавливается радиально-лучистый актинолит и вторичный тремолит.

Пироксен, как и роговая обманка, встречается в самых разнообразных формах, часто образует поперечные срезы зерен с четко выраженными восемью гранями (010), (110), (110) и (001).

Имеет гломеропорфировую структуру, формирует скопления карбоната и часто целиком им замещается. В ряде случаев в нем очень четко выражена опацитовая кайма. Часты двойники. По оптическим константам выделяются диопсид (c : Ng=40—45°; 2v=58°; Ng—Np=


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

$=0{,}027—0{,}029$) и авгит ($c : Ng=32—56°$, $2v=52—54°$, $Ng—Np=0{,}020—0{,}027$).

Основная масса андезитовых порфиритов характеризуется гиалопилитовой, пилотакситовой, микролитовой и микрофельзитовой структурой и образована из микролитов плагиоклаза (0,1 *мм*), калишпата и ксеноморфных зерен пироксена. Очень насыщена рудными минералами, интенсивно карбонатизирована, эпидотизирована, серицитизирована.

В бассейне Саукбулаксая в нижней части разреза андезито-дацитовой формации описываемые порфириты содержат большое количество зерен пирита размером от 0,1 до 0,3 *мм*.

Андезитовые порфириты, слагающие бассейны рек Кандыр и Пангаз, отличаются от вышеизложенных наличием в составе редких фенокристаллов розового ортоклаза ($-2v=65—69°$; $PNm \perp 001=6°$) призматической формы размером до 1,5—2 *см*.

По химическому составу андезитовые порфириты соответствуют гиперстеновому и слюдяному андезиту, кварцевому базальту и дациту Дэли, но отличаются от них повышенной глиноземистостью, магнезиальностью и известковистостью (табл. 47).

Дацито-андезитовые и андезито-дацитовые порфириты. По сравнению с андезитовыми порфиритами они распространены ограниченно, в разрезах располагаются всегда выше (реки Уткемсу, Каракия, Алмалы, Саукбулак, Гушсай, Пангаз, Кандыр, Наугарзан, Нишбаш, Сегенек, Аюлы, гора Урюкбель и др.) и отличаются от них следующими особенностями.

Биотит в андезито-дацитах более интенсивно замещен хлоритом и мусковитизирован. Плеохроирует от темно- (Ng) до светло-зеленого (Np); $Ng—Np=0{,}045—0{,}040$, а в хлоритизированных разностях $Ng—Np=$ до 0,033.

Амфибол в них менее опацитизирован. Соответствует обыкновенной роговой обманке ($c : Ng=15—22°$; $2V=73—80°$; $Ng=1{,}65—1{,}67$; $Ng—Np=0{,}016—0{,}021$; 10—37% Fe'' (Mn, Ti).

Калишпат здесь представлен антипертитом. Из акцессориев отмечены апатит, циркон, сфен, магнетит, флюорит, пирит и халькопирит.

Основная масса породы характеризуется витрофировой, фельзит-аллотриоморфной, пилотакситовой полустекловатой структурой и содержит микролиты плагиоклаза, мельчайшие зерна амфибола и кварца, интенсивно замещена карбонатом, серицитом и пропитана рудной пылью.

Рис. 30. Схематическая карта фации андезито-дацитовой (C_2) и липаритовой ($P_2—T_1?$) формаций Кураминского хребта. Составили М. Х. Кадыров, О. М. Борисов с использованием материалов А. С. Аделунга, В. А. Арапова, З. П. Артемовой, Г. А. Абдурахманова, В. Ф. Базиль, С. М. Бабаходжаева, Т. Н. Далимова, Ю. К. Ляшенко, И. М. Мирходжаева, В. Н. Ткачева, Б. Г. Хайруллина, Х. Б. Фаттахова, Н. П. Катышева и др., 1966 г.

Андезито-дацитовая формация. Эффузивная фация:

1 – андезитовые порфириты и дацитовые порфиры; *2* – андезитовые и дацитовые порфиры; *3* – кварцевые порфиры.

Эксплозивная фация:

4 – литокристаллокластические туфы дацит-порфиров; *5* – литокристаллокластические туфы дацит-порфиров и кварцевых порфиров; *6* – эффузивная и эксплозивная фации, нерасчлененные.

Субвулканическая фация:

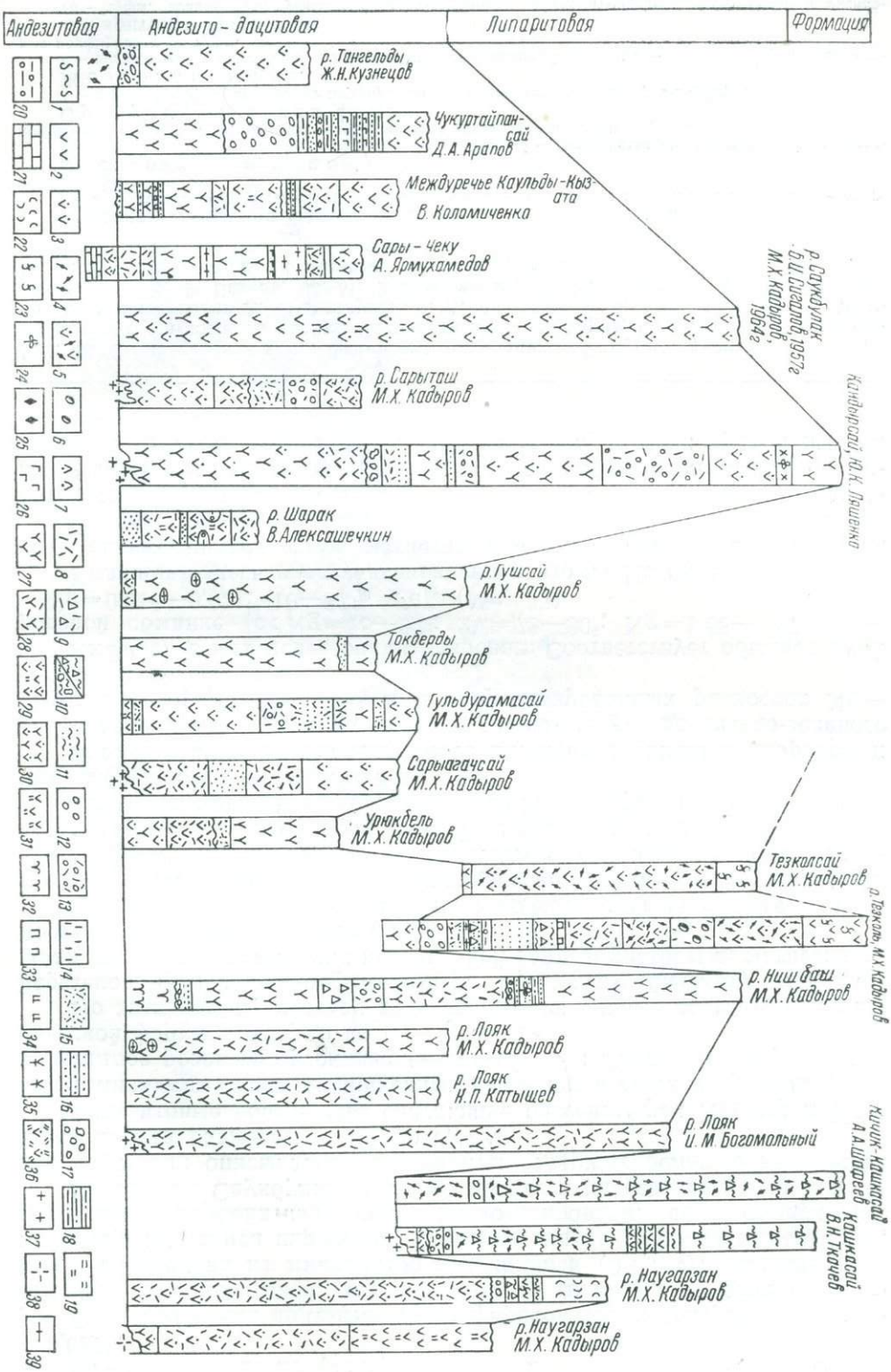
7 – дацит-порфиры, диоритовые порфиры „андезитовидные" и гранодиорит-порфиры.

Жерловая фация:

8 – вулканические жерловины, не выражающиеся в масштабе карты; *9* – дацит-порфиры, андезитовые порфириты и их туфы.

Липаритовая формация:

10 – туфы, игнимбриты, туфолавы фельзит-порфиров и сферолит-порфиры (эффузивная и эксплозивная фации; нерасчлененные); *11* – игнимбриты кварцевых порфиров; *12* – кварцевые порфиры; *13* – жерловая фация. *14* – субвулканическая фация.


Андезитовая
Андезито – дацитовая
Липаритовая
Формация
р. Тангельды Ж.Н.Кузнецов
Чукуртайпан-сай Д.А.Арапов
Междуречье Каульды-Кызата В. Коломиченка
Сары – чеку А. Ярмухамедов
р. Сакубулак Б.И.Сидлов, 1957г М.Х.Кадыров, 1964г
р. Сарыташ М.Х.Кадыров
Кандыкский, Ю.К.Пашенко
р. Шарак В.Алексашечкин
р. Гушсай М.Х.Кадыров
Токберды М.Х.Кадыров
Гульдурамасай М.Х.Кадыров
Сарыагачсай М.Х.Кадыров
Урюкбель М.Х.Кадыров
Тезкалсай М.Х.Кадыров
р. Тезкалс. М.Х.Кадыров
р. Ниш баш М.Х.Кадыров
р. Лояк М.Х.Кадыров
р. Лояк Н.П.Катышев
р. Лояк И.М.Богомольный
Кучук-Кошкасай А.А.Шафеев
Кошкасай В.Н.Ткачев
р. Наугарзан М.Х.Кадыров
р. Наугарзан М.Х.Кадыров

Усредненный химический состав рассматриваемых пород на диаграмме А. Н. Заварицкого располагается на одном уровне с трахитом Р. О. Дэли, но отличается от него повышенной глиноземистостью и магнезиальностью.

Плагиоклазовый порфирит распространен ограниченно и встречается только в средних и верхних частях разреза формации (реки Алмалык, Кызата, Нишбаш, Гушсай, Каульды, Саукбулак, Сырыконуш).

Среди них различаются «таблитчатые» и среднепорфировые разности. Первые под микроскопом имеют микролитовую основную массу и содержат порфировые выделения интенсивно серицитизированного, соссюритизированного, иногда альбитизированного плагиоклаза.

Второй разновидности свойственна призматически-зернистая, витрофировая основная масса (56—62%), в которой встречаются порфировые выделения зонального плагиоклаза (10—30%). Ядерная часть соответствует андезину (№ 40—45), периферийная — олигоклазу (№ 25—28). Редко отмечаются зерна кварца (до 5%), роговой обманки и биотита. Акцессории — апатит, циркон, магнетит, пирит.

Дацитовые порфиры. Наиболее широко развиты в нижней части разреза, в средней отсутствуют, в меньшем количестве встречаются в верхней части. В низах разреза дацитовые порфиры характеризуются крупнопорфировым сложением (размер порфировых выделений более 1 *см*), обнажаются в верховье Адрасманбашисая, на участке Дагана, в бассейне рек Кархана, Пангаз, Саукбулак, Сарыташ, Кандыр, Гульдурама и Наугарзан.

В районе сел. Уткансай дацит-порфиры содержат частые угловатые ксенолиты гранодиоритов C_2^1 и известняков $Д_2—C_1$ размером от 1—2 до 10—15 *см*, реже 30 *см* в поперечнике, а в бассейне р. Кандыр — редкие фенокристаллы (1,3 *см*) розового ортоклаза ($-2V=68°$, $\Delta S=0{,}5$), видимо интрателлурического происхождения.

Подобные фенокристаллы отмечаются также в дацитовых порфирах бассейна рек Сегенек и Гушсай. Здесь они имеют призматические формы (1,5×0,8 *см*) и в виде включений содержат игольчатые кристаллы цветных минералов и ильменита.

Микроскопически среди дацитовых порфиров различаются роговообманковые разности, состоящие из плотной основной массы (53,4—67%) и порфировых выделений плагиоклаза (13—33%), кварца (3,7—8%), биотита и амфибола (5,2—8%), реже калиевого полевого шпата (0—4%). Из вторичных минералов встречаются карбонат, серицит и жильный кварц. Акцессорные представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудными минералами.

Плагиоклаз (№ 40—45) присутствует в двух генерациях — во вкрапленниках и основной массе.

Рис. 31. Схема параллелизации разрезов андезито-дацитовой и липаритовой формаций северного склона Кураминского хребта.

1 — фельзиты и фельзит-порфиры; *2* — кварцевые порфиры; *3* — дацитовые порфиры; *4* — риолиты (липаритовые порфиры); *5* — липарито-дацитовые порфиры; *6* — сферолит-порфиры; *7* — альбитофиры; *8* — туфы (общий знак); *9* — туфобрекчии; *10* — *а*) лавобрекчии, *б*) кластолава; *11* — туфолава; *12* — конгломераты; *13* — туфоконгломераты; *14* — глинистые песчаники; *15* — туфопесчаники; *16* — песчаники; *17* — агломераты; *18* — алевролиты; *19* — аргиллиты; *20* — гравелиты; *21* — известняки; *22* — пепловые туфы; *23* — игнимбриты; *24* — места находок растительных остатков; *25* — флюидальность; *26* — глинистые сланцы; *27* — андезитовые порфириты; *28* — туфы андезитовых порфиритов; *29* — андезито-дацитовый порфир; *30* — дацито-андезитовый порфирит; *31* — роговообманковый андезитовый порфирит; *32* — пироксеновый андезитовый порфирит; *33* — плагиоклазовый порфирит; *34* — диабазовый порфирит; *35* — трахиандезитовый порфирит; *36* — туфы (жерловая фация); *37* — гранитоиды C_3; *38* — гранитоиды C_2; *39* — дайка сиенит-порфира.

Оптические свойства и состав плагиоклазов из порфировых выделений вулканитов андезито-дацитовой формации Кураминской подзоны

Номер шлифа	Порода	Место взятия	Координаты D Ng	D Nm	D Np	P Ng	P Nm	P Np	2V	Закон двойникования	Номер плагиоклаза	Степень упорядоченности по А. С. Марфунину
302	Пироксен-плагиоклазовый порфирит	Каульдысай				27,0	68,5	87,5	+88	Альбитовый	38	0,2
5374	То же	Там же	31,0	59,0	87,0				±88	То же	45	0,1
5342	„	„	67,0	40,0	30,5	27,0	68,0	89,0		Карлсбадский	36	0,1
304	Роговообманковый порфирит	„	76,0	65,0	14,0	29,5	60,5	87,5		То же	43	0,2
247	То же	Кызатасай	20,0	70,0	87,0				+82	Альбитовый	28	0,1
3698	„	Там же	25,5	65,5	88,5				±82—84	То же	33	0,1
3693	„	„	22,5	67,5	87,5					„	30	0,0
289	Плагиоклазовый порфирит	Каульдысай	28,0	62,0	88,5				−87	„	40	0,1
231	Таблитчатый плагиоклазовый порфирит	Кызатасай				23,5	65,5	82,0		„	38	0,4
3823	Плагиоклазовый порфирит	Там же	27,5	62,5	86,0				+80—84	„	42	0,2
6024	То же	Саукбулаксай	75,5	61,5	32,5	28,0	62,0	88,5	−78	Альбит-эстерельский	40	0,1
2259	Андезитовый порфирит	Там же	28,0	62,5	89,0					Альбитовый	39	0,1
2394	То же	„	33,0	58,5	82,5				+78	То же	50	0,1
805	„	Алмалыксай	72,0	34,0	63,5	22,0	68,0	87,5	±88	Карлсбадский	30	0,0
457	Туф андезито-дацитового состава	Скв. 12, мес. Гушсай	21,0	70,0	85,0				−84	Альбитовый	28	0,0
7715	Туф дацитового состава	Там же	23,0	67,0	85,0				−84	То же	30	0,0
4625	Андезито-дацитовый порфир	Ургазсай	27,5	62,5	87,5				−82	„	36	0,0
8045	То же	Там же	86,5	63,0	13,5	22,0	68,0	88,5	+86	Альбит-карлсбадский	30	0,0
2465	„	Саукбулаксай	69,5	36,5	28,5	26,0	64,0	88,0	+86	Карлсбадский	33	0,1
7504	Кристаллокластический туф андезито-дацитового состава	Сарыташсай	29,0	61,0	90,0					Альбитовый	40	0,0
7559	То же	Там же				31,0	59,0	90	+70	То же	40	0,0
519	Игнимбрит андезито-дацитового состава	Каракиясай	31,0	59,5	88,0				+68	„	43	0,0
521	То же	Там же	30,0	60,5	89,0				+76	„	42	0,0
7796	„	Акташсай	75,5	40,0	59,0	25,0	65,0	89,5	−76	Карлсбадский	36	0,0
740	„	Хр. Каржантау	66,0	39,5	29,0	26,5	62,5	87,5	−74	То же	35	0,0
8009	Кристаллокластический туф андезито-дацитового состава	Акчасай	17,5	63,5	85,5				−76—82	Альбитовый	25	0,0
09/1	То же	Там же	70,0	34,0	85,0	24,0	65,5	86,0		Карлсбадский	30	0,0
927	Туф андезито-дацитового состава	Шавассай				27,0	62,5	88,5	+80	Альбитовый	40	0,0
7828	Андезито-дацитовый порфир	Там же	19,0	71,0	87,5				±90	То же	28	0,2
	Андезитовый порфирит	р. Сарыташ	67	44	54				+79	Альбит-карлсбадский	40	0,5
	То же	Там же	65	49	52				+80	То же	44	0,6
	Литокристаллокластический туф дацитового порфира	Бадренчетсай	27	63	89				−88	Альбит-эстерельский	40	0,2
	То же	Там же	32	58	86				−86	Альбитовый	45	0,0
	Туфолава кварцевого порфира	Кызыл-Алмалысай	23	67	85				−83	То же	30	0,0
	Андезитовый порфирит	р. Гушсай	79	52	40				+84	Альбит-карлсбадский	44	0,5
	Туф андезитового порфирита	р. Лашкерек	16	74	88				+88	Альбитовый	34	1,0
	То же	Там же	79	11	87				−82	Манебахский	28	0,9
	Андезитовый порфирит	р. Гушсай	24	66	85				−76	Альбитовый	44	0,7
	То же	р. Сегенек	78	55	40				−88	Альбит-карлсбадский	42	0,5
	Плагиоклазовый порфирит	р. Гушсай	56	45	65				+83	Манебахский	56	
	Туф андезитового порфирита	р. Сегенек	64	31	74				+86	То же	45	
	То же	Там же	65	26	78				+82	„	42	
	Дацитовый порфир	р. Гушсай	69	21	80				+77	„	40	
	То же	Там же	26	64	84				+86	„	44	0,6
	„	р. Дрежсай	31	65	72				+77	Альбитовый	52	0,4
	„	р. Караджон	27	63	90				+82	То же	38	0,1
	„	Там же	25	65	88				+82	Карлсбадский	40	0,4
	„	р. Сарыташ	27	63	74				+82	Альбитовый	45	0,4
	Пироксен-роговообманковый андезитовый порфирит[1]	р. Наугарзан	64	54	47				−68	Альбит-карлсбадский	50	0,7
	То же	Там же	22	69	83				+86	Альбитовый	44	0,9
	Андезитовый порфирит	„	65	43	54				−80	Карлсбадский	42	0,1
	То же	р. Гушсай	30	70	86				−76	Альбитовый	45	0,1
	„	Там же	36	66	88				−86	То же	34	0,0

[1] Плагиоклаз из жерловой фации.

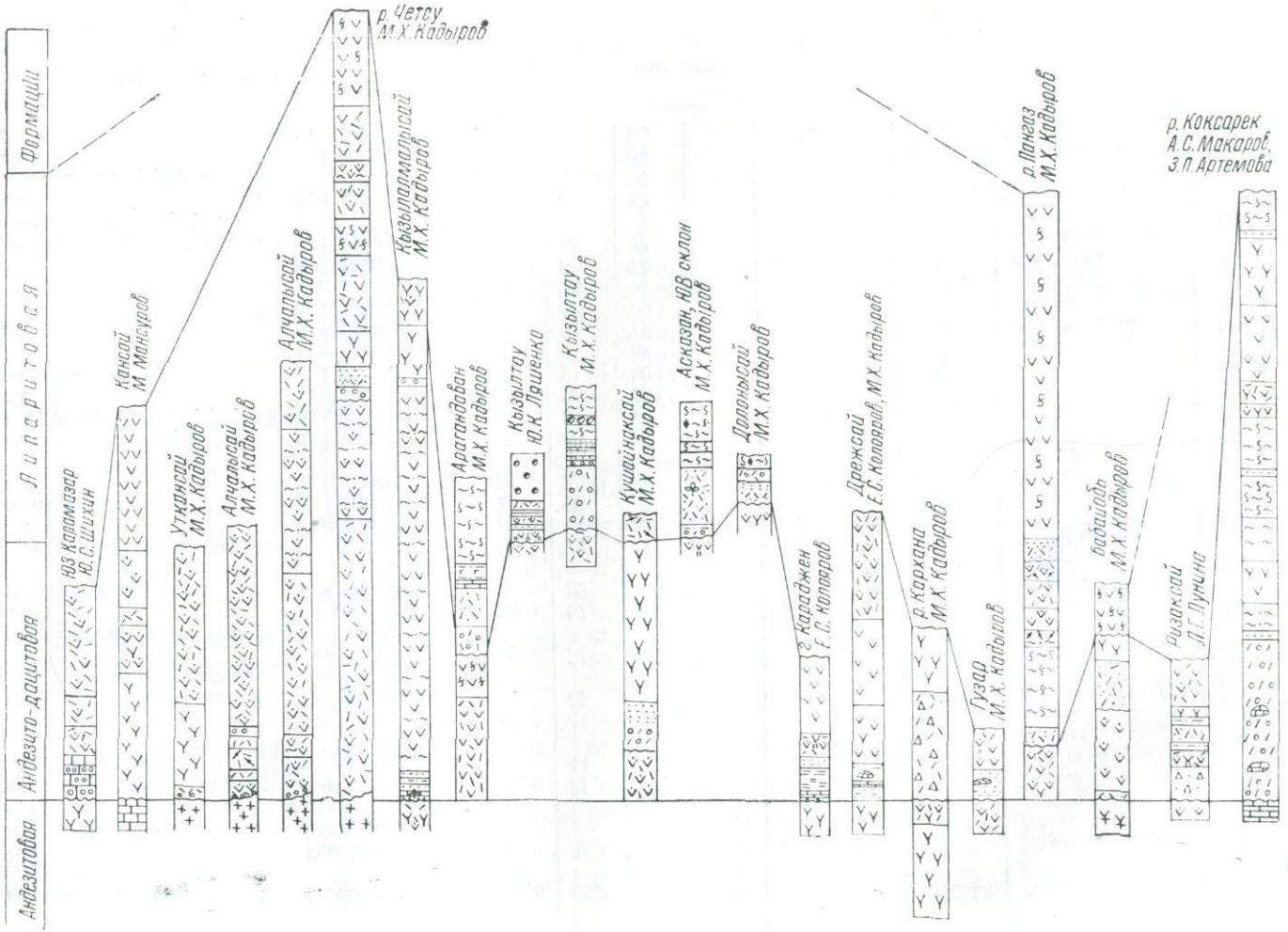


Рис. 32. Схема параллелизации разрезов андезито-дацитовой и липаритовой формаций южного склона Кураминского хребта (усл. обозначения на рис. 31).

Таблица 47

Усредненный химический состав андезито-дацитовой формации Кураминского хребта

Фация	Порода	Количество анализов	Основные окислы, вес. %														
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	Σ
Эксплозивная	Литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров	4	72,28	0,04	11,56	1,46	0,50	0,09	0,87	2,7	1,92	4,94	1,20	0,61	0,1	1,48	Сл.	99,85
	Литокристаллокластические туфы дацитовых порфиров	12	63,12	0,40	16,24	2,30	2,28	0,07	1,25	3,72	2,72	3,45	1,85	0,33	0,33	1,02	0,08	99,66
Эффузивная	Туфолавы дацит-порфиров	2	64,58	0,33	12,48	2,42	2,15	0,07	0,85	4,40	3,15	5,45	0,17	0,73	0,40	2,75	Не обн.	99,83
	Дацитовые порфиры	24	63,63	0,47	15,55	2,13	3,35	0,09	1,78	3,55	2,84	3,68	2,62	0,39	0,18	0,39	0,15	99,80
	Дацито-андезитовые порфириты	7	61,34	0,42	15,04	3,73	3,64	0,11	1,93	5,27	1,90	3,45	1,32	0,37	0,07	2,10	—	100,11
	Андезитовые порфириты	47	59,44	0,5	17,04	3,96	2,19	0,09	2,65	5,01	2,68	3,52	1,33	0,36	0,11	1,31	0,01	100,19
Жерловая	Туфы дацит-порфиров	11	60,00	0,49	16,40	3,84	3,05	0,08	1,95	3,42	3,36	3,52	1,40	0,52	0,14	1,68	0,03	99,88
	Дацитовый порфир	3	64,58	0,51	14,99	1,94	1,69	—	1,26	6,40	2,30	2,76	0,55	0,44	—	2,53	—	99,95
Субвулканическая	Гранодиорит-порфир	2	64,16	0,37	16,33	1,54	2,55	0,05	1,42	3,81	2,94	3,90	2,15	0,08	0,12	0,66	0,07	100,15

В первой он характеризуется идиоморфными зернами, как правило, выделяется размером, интенсивно соссюритизирован, реже целиком замещен вторичными минералами — карбонатом и серицитом.

Во второй генерации плагиоклаз присутствует в основной массе и представлен микролитами (<0,1 *мм*) и мелкими ксеноморфными зернами.

Калиевый полевой шпат в отличие от калишпата в андезитовых порфиритах имеет пертитовое (зерна его ксеноморфные, интенсивно пелитизированы), иногда сферолитовое строение. По оптическим константам соответствует ортоклазу (—2V=72°; $\triangle S=0,7$).

Кварц сильно корродирован с глубокими заливами основной массы (0,6—1,5 *мм*), прозрачный, слегка покрыт рудной пылью, слабо трещиноват, часто имеет волнистое угасание.

Биотит — удлиненнопризматические кристаллы и чешуя, интенсивно опацитизирован и хлоритизирован. Резко плеохроирует от темно-зеленого и буровато-зеленого (Ng) до светло-зеленого (Np). Иногда по биотиту вторичные минералы развиваются зонально, т. е. центральная часть кристаллов замещается мусковитом, а периферийная — зеленым хлоритом (пеннином).

Амфибол характеризуется ромбовидным срезом зерен с различными гранями (110) и (100) (0,5 и 1,5 *мм*), часто целиком замещается магнетитом, карбонатом, реже хлоритом.

Основная масса породы имеет гиалопилитовую структуру, состоит из стекла, микролитов плагиоклаза, зерен рудных минералов и кварца, с резко выраженным волнистым угасанием. Интенсивно пропитана рудной пылью.

Средний химический состав дацитовых порфиров соответствует нормальному андезиту по Р. О. Дэли, но отличается от него перенасыщенностью глиноземом.

Дацитовые порфиры верхней части разреза в отличие от нижней имеют лейкократовый облик. Преобладающей структурой основной массы является микрофельзит-аллотриоморфная. Размер порфировых выделений в них не превышает 3,5×3 *мм*, тогда как в дацитовых порфирах верхней части — более 1 *см*.

Плагиоклаз в дацитовых порфирах сдвойникован по карлсбадскому закону, содержание анортита в нем колеблется от 33 до 48% (см. табл. 46).

Роговая обманка зеленого цвета, образует призматические зерна (1×0,2; 0,5×0,5 *мм*), плеохроирует от темно-зеленого (Ng) до светло-желтого (Np). В ромбовидных срезах четко видна призматическая спайность, угол между трещинами спайности равен 52—54°, *c*:Ng—12—19°, —2V=78°, удлинение кристалла положительное. Роговая обманка слегка опацитизирована, изредка обнаруживаются двойники.

Биотит аналогичен предыдущему. Из акцессориев в дацитовых порфирах встречаются апатит, магнетит, сфен, титаномагнетит, флюорит.

Эксплозивная фация. Имеет гораздо меньшее развитие, общая площадь в Кураминском хребте 344 *км*^{2}.

Породы фации встречаются по всему разрезу формации, но наиболее развиты в его верхней части (междуречье Карамазар — Уткемсу и среднее течение рек Наугарзан, Нишбаш, Акчасай, Шавассай).

Литокристаллокластические туфы андезитового порфирита распространены ограниченно и обнажаются в виде маломощных (20—30 *м*) прослоев в нижней (бассейн р. Кархана, подножья горы Урюкбель), средней (реки Кархана, Пангаз, Лояк, Гуштсай) и верхней

(реки Долоны, Кызыл-Алмалы, Сарыагач) частях разреза. Структура туфов псаммитовая, кристаллокластическая, текстура массивная (по Малееву, 1963). Сложены они кристаллокластами плагиоклаза (№ 38—45), калишпата (—2V=68°; ΔS=0,6), биотита и роговой обманки. В средней части разреза, кроме указанных минералов, встречается пироксен. Литокласты округлой формы (2—7 *мм*), состоят из различных порфиритов, вулканического стекла, интрузивных пород (р. Лояк).

Породообразующие минералы такие же, как в эффузивной фации.

Роговая обманка (4%), образует ромбовидные срезы кристаллов, полностью замещается магнетитом и серицитом.

Связующая масса породы (50—80%) микрофельзитовая, фельзитовая, пепловая, участками сравнительно раскристаллизована и имеет аллотриоморфную структуру. Сложена из ксеноморфных зерен породообразующих минералов.

По химическому составу описываемые туфы соответствуют авгитовому и гиперстеновому андезиту Дэли, отличаются от него повышенной глиноземистостью, магнезиальностью и преобладанием K_2O над Na_2O.

Литокристаллокластические туфы дацитового порфира наиболее широко развиты в нижней и верхней частях разреза (реки Шавас, Акча, Акташ, междуречье Уткемсу—Карамазар, верховья Дрежсая, Кызыл-Катансая, Аюлысая, горы Кухидараз, участок севернее пос. Адрасман, бассейны рек Кархана, Пангаз, Чадак, Сарыагач, Сарыташ, Наугарзан и др.). Туфы во всех участках характеризуются одинаковым составом и структурно-текстурными особенностями. Интенсивно затронуты вторичными процессами — карбонатизацией, серицитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией и соссюритизацией.

По наличию цветных минералов среди них различаются биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые и роговообманково-авгитовые разности. Наиболее развиты биотитовые туфы. В верхней части разреза встречаются только биотитовые и роговообманковые туфы. Структура туфов псаммитовая, кристаллокластическая и литокристаллокластическая, текстура плотная (Малеев, 1963). Туфы состоят из связующей массы и кластокристов плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола, пироксена (единичные зерна), реже калишпата. Акцессорные — магнетит, титано-магнетит, а также циркон и апатит.

Плагиоглаз (№ 38—52) выделяется в двух генерациях: обломков порфировых выделений и связующей массы. В первой он представлен ксеноморфными, реже гипидиоморфными зернами (до 2,5 *мм*), целиком замещается вторичными минералами (серицитом, карбонатом, соссюритом). В виде пойкилитовых включений содержит чешуи биотита и неправильные зерна авгита и циркона.

Во второй генерации плагиоклаз выделяется в связующей массе размером 0,1 *мм*. Менее замещен вторичными минералами, чем в первой генерации.

Калиевые полевые шпаты встречаются в виде неправильных таблитчатых, реже призматических зерен, интенсивно пелитизированных. По оптическим константам соответствуют анортоклазу ($PNg=87°$; $PNm=12°$; $PNp=76°$; $-2V=52$; $\Delta S=0,2$; $\angle Nm \perp (001)=8°$).

Кварц — ксеноморфные, сильно оплавленные зерна волнистого угасания.

Биотит — таблички, удлиненно-призматические кристаллы, лейсты и чешуи (0,2—1,5 *мм*) от светло-зеленого цвета до бурого. Плеохроизм резкий, по Ng — буровато-зеленый, по Np — светло-желтый. Наряду с магматическим биотитом встречается эпимагматический (в верхней

части разреза), имеющий в отличие от первичного биотита ксеноморфные кристаллы коричневого цвета и слабо плеохроирующий.

Роговая обманка обыкновенная ($c:Ng=15—22°$, $2V=77°$), образует призматические (110) и ромбовидные срезы кристаллов, темно-зеленовато-бурая и зеленая. Плеохроирует от темно-зеленого (Ng) до желтовато-зеленого (Np). Трещины спайности хорошо заметны в двух направлениях, реже в одном (Ng).

Пироксен—авгит ($c: Ng=15°$, $2V=52°$; $Ng—Np=0,020—0,026$) встречается в таблитчатых (*0,2—0,9 мм*) и восьмигранных зернах с развитыми гранями (010), (110) и (100), цвет от красновато-желтого до бледно-зеленого. Опацитизация слабая. В виде включений он присутствует в зернах плагиоклаза. Связующая масса описываемых туфов обладает фельзитовой, пепловой, иногда сферолитовой структурой, интенсивно карбонатизирована, серицитизирована, хлоритизирована и пропитана рудной пылью. В ней содержатся ксеноморфные зерна плагиоклаза, кварца и цветных минералов (размер зерен менее 0,1 *мм*). Связующая масса туфов участками интенсивно раскристаллизована и характеризуется аллотриоморфной структурой.

Литокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава распространены ограниченно (междуречье Уткемсу — Карамазар). От вышеописанных туфов отличаются повышенным содержанием калишпат-ортоклаза ($—2V=68°$; $\Delta S=0,6$) и нерешетчатого микроклина ($—2V=78°$; $\Delta S=0,8$).

Литокристаллокластические и кристаллокластические туфы кварцевых порфиров обнажаются в верхней части разреза формации (Алмалысай, Четсусай). По структурно-текстурным особенностям и минералогическому составу они аналогичны вышеописанным туфам дацитовых порфиров, но отличаются меньшим содержанием цветных минералов (обесцвеченные чешуи биотита) и повышенным — кварца.

Игнимбриты кварцевых порфиров развиты в бассейне Четсусая и слагают верхнюю часть разреза андезито-дацитовой формации. Это плотные, обломочного строения породы, содержащие повышенное количество фьямме, ксенолитов пород и гомогенных включений.

Игнимбриты андезито-дацитов и дацит-порфиров слагают бассейн р. Каракия. Они серого, темно-серого, зеленовато-серого цвета, плотные, содержат обломки кварца (14—25%), плагиоклаза (25—40%), калишпата (2—5%), редко встречаются ромбовидные срезы кристаллов роговой обманки (до 10%), деформированные чешуи и пластинки биотита (до 15%), линзовидные обломки разложенного стекла (2—3%), сланцев кварцевых порфиров, аляскитов, известняков и порфиритов различного состава. По структурно-текстурным особенностям игнимбриты аналогичны игнимбритам Урала и Армении.

Жерловая фация. В Кураминском хребте вулканические жерловины установлены в Алмалыкском районе, бассейнах рек Гушсай, Гульдурамасай, Наугарзансай и на южном склоне, где они отмечены Ю. С. Шихиным (1963), В. Ф. Красновым (1963) и нами. Так, на правом берегу Курусая жерловина размером 300×400 *м* сложена темно-серыми андезитовыми порфиритами, содержащими ксенолиты известняков, гранитоидных пород и гомогенные включения.

Подобные жерловины отмечаются также в районе гор Караджен (Мещерякова, 1958) и Акджала (Краснов и др., 1963). Они характеризуются неправильной овальной формой, с вмещающими породами имеют крутые и рвущие контакты и сложены крупнопорфировыми (до

0,9 *см*) дацитовыми порфирами темно-серого цвета, в эндоконтакте переходящими в темные, серые, плотные порфириты.

В Алмалыкском районе центры извержения небольшого размера расположены в нижнем течении саев Саукбулак и Ургаз, а В. Ф. Викторовым (1963) они откартированы и в среднем течении рек Алмалык, Каульды, Кызата, Кенже, вблизи Бургундинского разлома и на месторождении Сарычеку. Все они представлены штокообразными и дайкообразными телами и сложены туфолавами андезитового порфирита, крупнопорфировыми роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами.

В бассейне реки Гушсай вулканические жерла установлены на двух разрозненных между собой участках: первое тело (площадью до 3 *км*^{2}) у развилки Гушсая на Гульдурамасай, а второе — в среднем течении Гульдурамасая. На правом борту бассейна Наугарзансая отмечаются небольшие тела вулканических жерловин, на левом — крупные. Крупные жерловины, по данным В. Н. Ткачева и др. (1958) и нашим наблюдениям, протягиваются в северо-западном направлении на расстоянии 8 *км* при ширине 0,7 *км*. Они сложены литокристаллокластическими туфами дацит-порфиров темно-серого, сиреневого и малинового цвета. Кристаллокласты состоят из плагиоклаза (1,5 *мм*) белого цвета, роговой обманки и пироксена.

Вулканические жерловины обнаружены в бассейне Сегенексая В. Н. Ткачевым и др. (1960), и по нашим наблюдениям общая площадь их немногим больше 2 *км*^{2}.

Северные контакты вулканических аппаратов ограничиваются палеогеновым надвигом. Четкий контакт жерловины с породами эффузивной фации обнаруживается на правом борту Сегенексая. В зоне контакта туфы, заполняющие аппарат, имеют порфировую структуру и содержат частые линзоподобные ксенолиты темно-серых порфиритов.

По мере удаления от зоны контакта в составе пород ксенолиты порфиритов исчезают полностью. Все жерловины сложены мелкопорфировыми литокристаллокластическими туфами, обладающими везде одинаковыми структурно-текстурными особенностями, что, по мнению В. М. Сергиевского (1954), является характерным для пород жерловой фации.

Образования жерловой фации, слагающие центры извержения, макроскопически представлены мелкопорфировыми туфами андезитового состава бордового, сиреневого и коричневого цвета и состоят из скрытокристаллической связующей массы и кристаллокластов светло-серого плагиоклаза различной формы размером до 3 *мм*. Кроме того, очень много в породе цветных минералов и кварца. Отмечаются также редкие ксенолиты и гомогенные включения коричневого фельзит-порфира, кремнистых пород и различных порфиритов. Следующий центр извержений установлен на правом борту Аюлысая. Он имеет овальную форму (250×400 *м*) и сложен темно-серым андезитовым порфиритом, состоящим из сравнительно раскристаллизованной основной массы и редких вкрапленников плагиоклаза таблитчатой и призматической формы размером 1—8 *мм* и цветных минералов. Андезитовые порфириты в зоне контакта содержат ксенолиты амфиболитовых сланцев овальной формы (1,5—2 *см*). По мере удаления от контакта ксенолиты полностью исчезают.

В 1964—1965 гг. на правом берегу Карханасая нами обнаружена вулканическая жерловина общей площадью 2,2 *км*^{2}. С северо-запада она тектонически контактирует с породами эффузивной фации анде-

зито-дацитовой формации. Далее на юг западный контакт жерловины проходит по выходам порфировидных гранодиоритов (C_3). По их контакту расположена фельзитовая дайка субмеридионального направления мощностью 5—7 *м*, падение вертикальное.

Следующий вулканический центр обнаружен на правом борту р. Карамазар (рис. 33). Он имеет в плане неправильную форму (0,6 *км*^{2}), северные, южные и восточные контакты его нечеткие и проходят по руслу сая, западный — четкий и вертикальный. Породы, слагающие жерла палеовулкана, непосредственно связаны с эффузивной фацией вулканитов. В зоне контакта сосредоточено наибольшее количе-

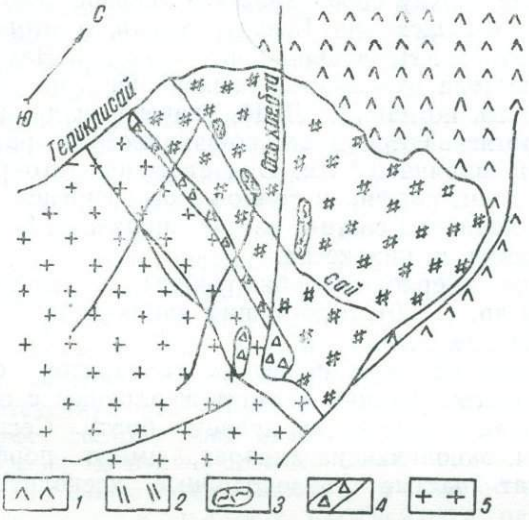


Рис. 33. Схема строения вулканического жерла в бассейне рек Терекли. Карамазар.

1—туфы дацитовых порфиров; *2*—породы жерловой фации; *3* — обломки фельзитов; *4* — экструзивные брекчии; *5*—сиенит-порфиры.

ство ксенолитов пород и гомогенных включений, ориентированных длинной осью вдоль плоскости контакта. При удалении от него количество обломков пород и их размер постепенно убывают. Цементирующая масса и ксенолиты пород по составу соответствуют дацитовому порфиру, степень раскристаллизованности базиса по мере удаления от контактовой зоны к центру жерла резко увеличивается.

Юго-восточнее (1 *км*) описываемого жерла на другом борту сая зафиксирован еще один небольшой центр извержения (0,75 *км*^{2}), расположенный в зоне сочленения двух разрывных нарушений и сложен мелкопорфировыми туфами дацит-порфиров. В зоне контакта наблюдается хорошо выраженная вертикальная флюидальность, в направлении которой вытянуты ксенолиты (до 10 *см*) пород. В их распределении четко устанавливается вертикальная зональность. В центре жерла связующая масса туфов интенсивно раскристаллизована, и в этом случае порода напоминает макроскопически интрузивную породу.

Юго-восточнее перевала Гузар отмечен центр извержений, имеющий в плане удлиненную форму размером 500—700 *м* в длину и 300 *м* в ширину. Жерловина сложена темно-коричневыми массивными анде-

зитовыми порфиритами с афанитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и биотита (до 0,4 *см*), содержащими частые ксенолиты розовых фельзитов размером до 50—100 *см*.

Кроме отмеченных, на правом борту р. Долоны установлено два небольших центра извержения. Первый из них характеризуется слабо выраженной овальной формой (175×200 *м*) и сложен туфоагломератами дацит-порфира. Плохо или почти не окатанные обломки (от 1—2 *см* до 1 *м*) дацит-порфиров в пространстве распределены зонально.

Большая часть жерловины (рис. 34) скрыта аллювиальными отложениями р. Долоны.

Жерловина пересечена многочисленными штокообразными телами и дайками фельзитов и гранит-порфиров, приуроченных в основном к зальбандовой части жерла, большая часть которой контролируется разрывными нарушениями. На контакте жерла с покровной частью пород отмечается эндоконтактовая оторочка, состоящая из плотного, черного порфирита андезитового состава. Падение ее изменяется от 50 до 80°, мощность 5—10 *см*.

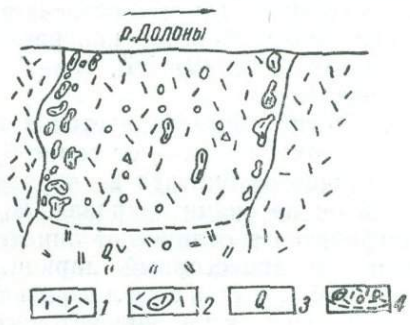


Рис. 34. Выходы пород жерловой фации в среднем течении р. Долоны.

1 — андезитовые порфириты андезито-дацитовой формации; *2* — обломки андезитов; *3* — четвертичные отложения; *4* — контуры жерловины.

Другой центр извержений, установленный в районе села Бадам, расположен в тектоническом клине северо-западного направления. Восточная граница его контролируется зоной разлома, а южная—фельзитовой дайкой, в которой устанавливается четко выраженная вертикальная флюидальность. По всей вероятности, дайка является краевой частью жерла. За ней расположена полоса плотной лавоподобной породы. Жерло сложено также темно-серыми и коричнево-сиреневыми дацитовыми порфирами, по составу аналогичными породами эффузивной фации. Размер жерла 400×800 *м*.

Туфолава плагиоклазового порфирита слагает зону контакта жерловины в бассейне р. Сегенек. Порода обладает флюидальной текстурой и туфолавовой структурой. Основная масса в большей части витрофировая, интенсивно замещена бесформенным агрегатом хлорита, содержит порфировые выделения серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза различной формы. Связующая масса преобладает, полностью отсутствуют цветные минералы. Из акцессорных встречаются только циркон и магнетит.

Пироксен-плагиоклазовый порфирит слагает также контактовую зону жерловины (р. Наугарзан), основная масса микродиабазовой структуры, по количеству резко преобладает над суммой порфировых выделений, в которых присутствуют редкие интенсивно серицитизированные, карбонатизированные зерна плагиоклаза (1—2 *см*) и призматические зерна пироксен-авгита (*с*: Ng=38—46°, 2V=54—55°, Ng—Np=0,020—0,026). Пироксен разбит бессистемными трещинами.

Пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезитовые порфириты характеризуются наличием фельзитовой и микрофельзитовой основной массы и порфировых выделений плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки, биотита и пироксе-

на. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, пирит — слагают центральную часть жерла вулкана в бассейне р. Наугарзан.

Плагиоклаз характеризуется зональным строением (2×0,6 *мм*), центральная часть зерна соответствует лабрадору (№ 60), периферийная — андезину (№ 40), интенсивно замещается вторичными минералами — серицитом, альбитом. В виде пойкилитовых включений содержит призматические кристаллы роговой обманки.

Роговая обманка (обыкновенная). В порфировых выделениях отмечаются зерна идиоморфной и гипидиоморфной формы зеленого цвета, интенсивно плеохроирует: по Ng — темно-зеленый, Np — зеленый и светло-зеленый, *c*:Ng=14—18°, угол между спайностями 54—56°, свойственны простые и полисинтетические двойники. В зернах хорошо развиты грани (010) и (110).

Пироксен (авгит) встречается спорадически в виде призматических зерен, реже образует поперечные сечения кристаллов (1,5×1 *мм*), *c*:Ng=36—38°, 2V=56°, Ng—Np=0,023, зерна пироксена часто сдвойникованы.

Биотит обнаруживается в виде деформированных табличек с резким плеохроизмом — от темно-бурого (Ng) до светло-коричневого (Np). *В отличие от биотита в породах эффузивной и эксплозивной фации* здесь он не опацитизирован. В составе роговообманковых андезитовых порфиритов в отличие от описанных отсутствуют зерна пироксена и отмечается акцессорный циркон.

Туфы кристаллокластические и литокристаллокластические андезитового порфирита слагают центральную часть жерла вулканов, расположенных в бассейнах рек Сегенек, Гушсай и Наугарзан. По наличию фемических минералов среди них различаются биотитовые и амфиболовые разности, характеризующиеся полустекловатой, гиалопилитовой, фельзитовой основной массой. Она обычно занимает около 40% породы и состоит из порфировых выделений плагиоклаза (30—45%), биотита (9%), роговой обманки, реже калишпата. Андезито-дацитовые разности пород, кроме того, содержат вкрапленники кварца (до 3—5%).

Текстура туфов массивная, миндалекаменная, а структура кристаллокластическая.

В породообразующих минералах отсутствуют неопацитизированные кристаллы биотита. Акцессории: апатит, циркон, магнетит, пирит, вторичные минералы — серицит, карбонат, альбит, развивающиеся по плагиоклазу.

Литокристаллокластические туфы наряду с кристаллокластами содержат частые ксенолиты различных порфиритов, диабазовых порфиритов и *гомогенные включения туфов разной формы, размером до 5 см.*

Дацитовые порфиры слагают жерловину палеовулкана, расположенную на правом борту р. Кархана. Порода интенсивно замещена *хлоритом, карбонатом, эпидотом* и частично серицитом, имеет фельзитовую — аллотриоморфную в комбинации с микропойкилитовой, реже микрогранитовую основную массу, состоящую из зерен плагиоклаза, кварца, реже интенсивно пелитизированного калишпата — ортоклаза (—2V=74°; ΔS=0,7). Основная масса породы участками целиком сложена мелкоагрегатным кварцем и в этом случае характеризуется микрогранитовой структурой. Порфировые выделения — плагиоклаз, калишпат, кварц и биотит, акцессорные — циркон, апатит.

Литокристаллокластические туфы дацит-порфиров слагают жерловины палеовулканов, находящихся на левом берегу р. Наугарзан и бассейна рек Гушсай и Гульдурама.

Средний химический состав туфов андезитового порфирита соответствует роговообманковому андезиту, а андезитовых порфиритов — роговообманковому и авгитовому андезиту, дацитовых порфиров — щелочноземельному трахиту Дэли, отличается от них резко выраженным калиевым составом и повышенным содержанием свободной извести (табл. 47).

Таким образом, можно сказать, что главными наиболее распространенными, петрографическими типами жерловой фации андезито-дацитовой формации являются андезитовые порфириты, дацитовые порфиры и лито- и кристаллокластические туфы дацит-порфиров, реже андезитовых порфиритов и игнимбриты кварцевых порфиров.

Субвулканическая фация. Образования субвулканической фации андезито-дацитовой формации в Кураминской подзоне не изучены. Условно к ним относят дацитовые порфиры, порфиро-туфы и диоритовые порфириты андезитовидные, непосредственно связанные с покровными образованиями (Шихин, 1963). Кроме того, на основании петрохимических и геохимических сходств и взаимных переходов субвулканических тел и покровных образований сюда отнесены гранодиорит-порфиры «гушсайского типа» (Ахмеджанов, Борисов, 1966; Ткачев, 1968).

В Юго-Западном Карамазаре обнаружено 11 субвулканических тел (Шихин, 1963), три из которых размещаются западнее Гакели, а восемь на горе Каптархана (см. рис. 30). Подобные тела отмечены юго-западнее сел. Курусай и Табошар. Все они в плане характеризуются неправильными очертаниями, многие контролируются зонами сколовых нарушений и интенсивного дробления гранитоидов и известняков.

Диоритовые порфириты андезитовидные образуют штоки различной формы с многочисленными инъекциями и ответвлениями, а также небольшие тела, пространственно тяготеющие к этим штокам. Породы, слагающие данную фацию, по петрографическому составу очень напоминают вулканиты покровной фации, отличаются от них более интенсивной раскристаллизацией основной массы, наличием неопацитизированного темноцветного минерала и почти полным отсутствием ксенолитов. Макроскопически они очень похожи на интрузивную породу.

В Алмалыкском районе на правом борту р. Кызата также обнажается субвулканическое тело с дайковой формой залегания. Дайка сложена андезито-дацитовым порфиром с гигантокристаллами розового ортоклаза. Субвулканическое тело интрудирует породы эффузивной и эксплозивной фации андезито-дацитовой формации (акчинская свита), характеризуется почти меридиональным (0—10°) простиранием, падение юг-юго-восточное (100—110°) под углом 70—85°, протягивается на расстояние 300—500 *м*, далее скрыто рыхлыми современными отложениями. Мощность дайки 2,5—3,5 *м*.

Макроскопически порода, слагающая дайку, обладает порфировой структурой. Порфировые выделения представлены таблитчатыми и часто ксеноморфными зернами серицитизированного плагиоклаза размером 0,7 *см*. Гигантокристаллы призматической формы (1—2,5 *см*), содержат многочисленные включения пылевидных частиц темноцветных и рудных минералов.

Гранодиорит-порфиры в основном развиты в пределах Кураминского хребта и особенно широко в Алмалыкском районе. Ранее большинством исследователей они относились к «гушсайскому» типу, возраст их считался верхнекарбоново-нижнепермским или пермским.

Вулкано-терригенная фация. Образования фации слагают нижние части разрезов формации и известны во многих участках Кураминского хребта (Такели, горы Караджан, Дрежсай, р. Уткемсу, Долоны, Пангаз, Алмалыкский район и др.). Исследователями района они описаны как базальные пачки вулканогенных свит (акчинская и надакская), которые являются маркирующими для выделения последних. Мощность образований данной фации сильно изменчива и колеблется от 1,5—2 *м* (Караджан) до 100—150 *м* (Такели).

Фация сложена туфоконгломератами, известковыми конгломератами, туфопесчаниками, туффитами, алевропелитами с линзами темно-серых массивных известняков. В алевролитовых прослоях найдены многочисленные остатки ископаемых растений.

Обломочный материал фации плохо окатанный, по составу соответствует различным сланцам, порфиритам, известнякам и гранитоидам. Обломки иногда состоят исключительно из порфиритов андезитовой формации. Туфопесчаники сложены угловатыми кристаллами полевых шпатов, реже кварца. Текстура их всегда слоистая, толщина слоев от 20 *см* до 1—2 *м*. В них в большом количестве обнаруживаются не окатанные обломки различных пород, вулканического стекла и др.

Несколько отличное строение разрез фации имеет в бассейне Кызыл-Алмалысая. Здесь он в нижней части представлен тонкоплитчатым туфопесчаником кварц-полевошпатового состава. Толщина плиток не превышает 1—2 *см*. Туфопесчаники красновато-коричневого, сиреневого и коричневого цвета, переслаиваются с крупнозернистым аркозовым песчаником. Выше идут темно-серые алевролиты, песчаники с линзами темно-серого массивного известняка. Мощность в этом районе изменяется от 40 до 150 *м*.

Вулканогенные образования андезито-дацитовой формации формировались в орогенный этап развития региона (Машковцев, 1928; Николаев, 1928—1930, 1937; Попов, 1938; Васильковский, 1952). В это время происходило поднятие отдельных участков, а по глубоким расколам фундамента — опускание с образованием депрессионных структур.

Изучив пространственное размещение вулканогенных пород региона, мы предполагаем существование в его пределах в среднекарбоновый период нескольких крупных депрессий (Лашкерек-Пангазской, Адрасман-Уткемсуйской и др.), в которых накапливался основной объем пород данной формации. Кроме того, вулканический материал, видимо, накапливался и в приподнятых участках (туфовый материал), которые ввиду длительной эрозионной деятельности полностью размыты. В результате анализа пространственного размещения фаций вулканогенных пород установлен центральный тип вулканических построек.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА

В вулканогенных породах данной формации изучено поведение 30 химических элементов, которые легко и с достаточной точностью обнаруживаются спектральным и химическим анализами. Они подразделены, по классификации А. Н. Заварицкого (1950), на следующие группы: редкие и щелочные: Be, Sr, Sc, Y, Yb, Zr, Nb, Ta, Ti, Ga, Ge, Li,

Rb, Cs; группы железа: Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni; металлические (рудные): Cu, Pb, Zn, Ag, Mo; петрогенные: Na, K, Ba, P и др. (табл. 48).

Рубидий. Среднее содержание его в вулканитах данной формации увеличивается от 0,009 (породы эффузивной фации) до 0,012% (вулканиты эксплозивной фации). При этом максимум отмечается в вулканитах с наибольшим количеством калия (рис. 35).

Установлено, что отношение петрогенных элементов к редким щелочам для серии генетически родственных пород является постоянной константой. *Это позволяет использовать их для корреляции* вулканогенных пород. В вулканогенных породах андезито-дацитовой формации *величина отношения* K/Rb *не испытывает значительных колебаний*, что подтверждает генетическое родство всех пород формации. В вулканитах формации рубидий, видимо, геохимически связан с калием — содержание его увеличивается по мере повышения в породе калия. *Отношение* $\frac{K}{Rb}$ *в пределах* формации почти постоянно.

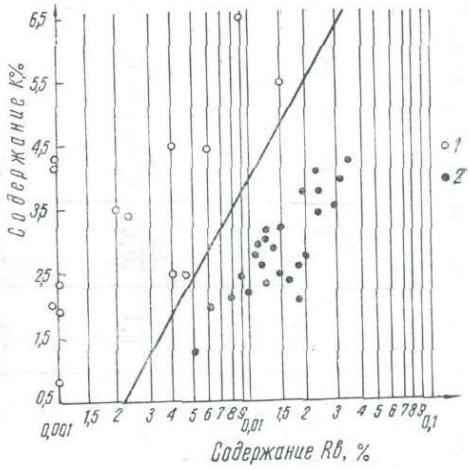


Рис. 35. Соотношение K и Rb в вулканогенных породах андезито-дацитовой формации (по средним значениям).

1 — эффузивы базальтоидного происхождения; 2 — эффузивы андезито-дацитовой формации.

Цезий и литий в вулканогенных породах изучены слабо (Урунбаев и др., 1967). Среднее содержание цезия в кислых типах эксплозивной фации составляет 0,0015%, а в породах субвулканической фации уменьшается до 0,0003% (табл. 48).

Устанавливается зависимость содержания цезия от количества калия и рубидия в породе, что может свидетельствовать о некоторой геохимической связи между этими элементами. Среднее содержание цезия в вулканитах превышает в 2—3 раза кларковое значение его в кислых и средних породах.

Количество лития изменяется от 0,001% (литокристаллокластические туфы) до 0,0027% (амфиболовый андезитовый порфирит). При этом максимальное количество лития приурочено к амфиболовому дацитовому порфиру, а минимальное — к туфам.

Таллий в вулканитах андезито-дацитовой формации распределен неравномерно. В породах нижней части разреза (акчинская свита) содержание его колеблется от $5 \cdot 10^{-5}$ (туф андезитового порфирита) до $18 \cdot 10^{-5}$% (дацитовый порфир). В верхней части формации (надакская свита) таллий обнаружен в 54% проб в количестве от $12 \cdot 10^{-5}$ (туф дацитового порфира) до $13 \cdot 10^{-5}$% (дацитовый порфир).

Галлий в 20—30% проб вулканитов галлий присутствует в количестве от $0{,}3 \cdot 10^{-4}$% (туфы и туфолавы дацитового порфира) до $2{,}5 \cdot 10^{-4}$% (андезитовые порфириты и их туфы), среднее — $0{,}2 \cdot 10^{-4}$—$0{,}9 \cdot 10^{-4}$%. В магнетите он содержится в количестве от 0,001 до 0,003%

Галлий в вулканогенных породах, также как в интрузивных, по-видимому, находится в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах и магнетите (Хамрабаев и др., 1966).

Германий в вулканитах данной формации распространен неравномерно — от $0{,}1 \cdot 10^{-4}$% до $25 \cdot 10^{-4}$%. Количество его ниже кларковой величины.

Таблица 48

Геохимическая характеристика вулканогенных пород андезито-дацитовой формации Кураминского хребта

Фация	Петрографические типы пород	Содержание элементов, вес. %														
		Na	K	Na/K	Rb ($n\cdot10^{-3}$)	K/Rb	Cs ($n\cdot10^{-4}$)	Li ($n\cdot10^{-3}$)	Tl ($n\cdot10^{-5}$)	BeO_2	Nb_2O_5 ($n\cdot10^{-4}$)	Ta_2O_5 ($n\cdot10^{-4}$)	F	B_2O_3	Ga ($n\cdot10^{-4}$)	Ge ($n\cdot10^{-4}$)
Эффузивная	Андезитовые порфириты, дацит-порфиры, туфолавы	50 1,8	50 2,5	0,7	50 9,1	278	50 12,1	50 2,7	50 9,5	45 0,03	15 30,0	15 15,0	20 0,08	10 0,007	20 0,9	20 2,3
Эксплозивная	Литокристаллокластические туфы дацит-порфиров, андезитовых порфиритов, реже игнимбриты кв. порфиров	30 1,2	30 3,0	0,4	30 12,2	250	30 15,5	30 1,1	30 10,6	30 0,003	12 28,0	12 11,0	15 0,11	8 0,008	20 0,2	20 0,5
Жерловая	Андезитовые порфириты, дацит-порфиры, туфолавы и литокристаллокластические туфы дацит-порфиров	30 2,0	30 2,8	0,7	30 11,0	255	30 5,0	30 2,6	30 8,4	25 0,0013	—		10 0,007	5 0,007	—	—
Субвулканическая[1]	Гранодиорит-порфиры	17 2,1	17 2,6	8	10 11,5	—	10 3,1	10 1,9	Не опр.	Не опр.	10 14,0	10 1,0	Не опр.	10 0,001	—	10 1,0
Вулканотерригенная	Туфопесчаники, туффиты, туфобрекчии, алевролиты с линзами известняка						Не опр.	Не опр.	Не опр.	20 0,002	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	10 0,3	Не опр.

Продолжение табл. 48

Фация	Петрографические типы пород	Содержание элементов, вес. %														
		Pb	Zn	Cu	Ba	Sr	Ba:Sr	Mn	V	Tl	Ni	Co	Ni:Co	Be	Vb	Y	Zr
Эффузивная	Андезитовые-порфириты, дацит-порфиры, туфолавы	20 0,005	20 0,02	20 0,01	0,2	0,07	3	0,21	0,03	0,47	0,003	0,003	1	0,002	0,0003	0,0002	0,006
Эксплозивная	Литокристаллокластические туфы дацит-порфиров, андезитовых порфиритов, реже игнимбриты кв. порфиров	30 0,003	30 0,012	30 0,003	0,23	0,06	4	0,13	0,02	0,6	0,003	0,001	3	0,002	0,0002	0,0003	0,015
Жерловая	Андезитовые порфириты, дацит-порфиры, туфолавы и литокристаллокластические туфы дацит-порфиров	10 0,0024	10 0,013	10 0,003	0,26	0,03	9	0,05	0,01	0,5	0,0025	0,0005	5	0,0015	0,00015	0,00015	0,01
Субвулканическая[1]	Гранодиорит-порфиры	21 0,007	21 0,015	21 0,013	21 0,05	21 0,02	2,5	21 0,03	21 0,010	21 0,7	21 0,003	21 0,001	3	21 0,0024	Не обн.	Не обн.	21 0,014
Вулканотерригенная	Туфопесчаники, туффиты, туфобрекчии, алевролиты с линзами известняка	25 0,01	25 0,01	25 0,01	0,17	0,05	3,5	0,12	0,015	0,51	0,0023	0,001	2,3	0,002	0,00023	0,001	0,012

Примечание. В числителе — количество проб, в знаменателе — содержание элементов, %

[1] Данные по субвулканической фации приводятся по Дж. Матчанову (1970).

Ниобий (Nb_2O_5) в вулканогенных породах распределяется сравнительно неравномерно. Химически обнаружен в 67—70% проб. Среднее содержание его уменьшается от 0,003 до 0,0014%. Повышенное количество установлено в дацитовом порфире ($58 \cdot 10^{-4}$%) нижней части разреза формации.

Носителями ниобия в вулканогенных породах являются циркон, апатит и, видимо, цветные минералы.

Тантал (Ta_2O_5) в вулканитах формации распределяется неравномерно. Среднее содержание его изменяется от $1{,}0 \cdot 10^{-4}$ (субвулканическая фация) до $15 \cdot 10^{-4}$ (эффузивная фация). Количество его в породах субвулканической фации не достигает уровня кларка, эксплозивной — в 5 раз и эффузивной — в 7 раз превышает кларковое содержание.

Цирконий в породах андезито-дацитовой формации Кураминского хребта обнаружен во всех типах вулканитов в количестве от 0,01 до 0,05%.

Максимальное количество его установлено в липарито-дацитовом порфире. Это хорошо согласуется с данными Д. Н. Горкуна и др. (1963). Минимальное содержание отмечается в измененных андезитовых порфиритах и трахиандезите (0,003%). Среднее содержание его 0,006 (эффузивная фация) — 0015% (эксплозивная фация), что превышает в 2,5—6 раз его кларковое значение в средних породах.

В рассмотренных образованиях цирконий связан в основном с акцессорным цирконом, в котором содержится в количестве около 50%.

Скандий в вулканитах формации распределяется весьма неравномерно. Он установлен в 30—40% проб. Содержание его колеблется от 0,0002 (туф андезитового порфирита) до 0,001 (дацитовый порфир), что в 1,5 раза превышает его кларк в кислых породах. В образованиях жерловой фации он не установлен.

В плагиоклазе и цирконе содержится в количестве 0,001%.

Валовое содержание бора в вулканогенных породах района в 1,5—2 раза выше его кларка в средних и кислых, по А. П. Виноградову (1962), среднее содержание 0,007—0,008%. Количество бора в субвулканической фации очень низкое (0,001) и не достигает уровня кларка. В плагиоклазе бора 0,015%.

Минимальное значение рассматриваемого элемента (0,005%) установлено в интенсивно карбонатизированных и серицитизированных вулканогенных породах эффузивной фации, а максимальное (0,01%) — в менее измененных породах.

Титан. В вулканитах формации максимальное содержание (1,0%) отмечается в средних породах (андезитовые порфириты и их туфы), минимальное (0,03%) — в дацитовых парфирах. Усредненное содержание титана в породах формации достигает максимума (0,7%) в субвулканической фации, а минимальное (0,47%) — эффузивной.

В плагиоклазе титан содержится в количестве 0,3—0,75%, гематите — 0,1, магнетите — 0,3 и более 1%, цирконе и пирите — 0,03%. Эти данные показывают, что основная масса титана в вулканогенных породах, видимо, концентрируется в гематите, магнетите и частично в пирите.

Ванадий. В вулканогенных породах района содержание его уменьшается с ростом кислотности пород. В средних вулканитах количество его 0,14%, а в кислых — 0,017%. В образованиях жерловой и субвулканической фации значение этого элемента минимальное.

Кроме того, выявлена приуроченность сравнительно большой концентрации ванадия к породам, содержащим повышенное количество

биотита, амфибола и пироксена. В магнетите концентрации его колеблются от 0,003 до 0,075, в плагиоклазе — от 0,003 до 0,03%.

Хром в вулканитах андезито-дацитовой формации распределен неравномерно и находится в небольшом количестве анализированных проб. Частота встречаемости его в породах формации 30—35%.

Содержание хрома в образованиях эффузивной и эксплозивной фаций — от 0,003 до 0,03%, жерловой — 0,0021%. Средние вулканиты сравнительно более обогащены им, чем кислые.

В образованиях вулкано-терригенной фации хром содержится в количестве от 0,0002 до 0,0027%.

Содержание никеля в породах формации колеблется от 0,001 до 0,003%, что в среднем в 4 раза превышает кларк его в кислых породах.

Кобальт в вулканогенных породах обнаружен в небольшом количестве (40—50%) проб. Среднее значение и частота встречаемости его уменьшается от нижней части разреза формации к верхней. Убывание никеля (частично) и кобальта по мере повышения кислотности пород может быть обусловлено, в первую очередь, уменьшением количества железо-магнезиальных минералов от средних типов вулканитов к кислым. Среднее содержание кобальта падает от 0,001 (вулкано-терригенная, субвулканическая и эксплозивная фации) до 0,003 (эффузивная фация).

Медь в вулканогенных породах данной формации Кураминского хребта присутствует постоянно в количестве от 0,001 до 0,03%. В редких случаях содержание ее (в андезитовом порфирите) увеличивается до 0,3%, что, видимо, связано с акцессорным халькопиритом, установленным в неэлектромагнитной фракции шлиха. Среднее содержание меди в породах эффузивной фации в 3 раза превышает кларк ее в средних породах, эксплозивной и жерловой — в 1,5 раза, субвулканической — в 6 раз в кислых породах, в вулкано-терригенной — в 2 раза в осадочных породах.

Андезитовые и дацитовые порфириты относительно более обогащены медью (0,02%). Содержание ее в породе увеличивается с увеличением $CaO+MgO$ и уменьшением SiO_2 (Сандел и Голдич, 1943; Рехарский, 1965). Однако, повышение меди не зависит от понижения K_2O+Na_2O в породе, как отмечает В. И. Рехарский.

Свинец в вулканитах данной формации присутствует постоянно независимо от типа пород (табл. 48). В отдельных пробах, взятых из гидротермально измененных дацит-порфиров, количество свинца достигает 0,3%.

В магнетите свинец содержится в количестве 0,003—0,75%, плагиоклазе — 0,003%, пирите — 0,01, реже — 0,1%.

Повышенное значение свинца в рудных минералах позволяет предполагать возможную концентрацию в них свинца. Кроме того, он частично накапливается и в полевых шпатах. Такого же мнения придерживается Б. Н. Лапин (1963).

Цинк в вулканитах формации установлен в 50% проб. Подобно меди, количество его в средних породах сравнительно больше, чем в кислых. В андезитовых порфиритах с повышенной концентрацией рудных и цветных минералов содержание цинка достигает 0,3%. Усредненное значение содержаний цинка изменяется в пределах 0,003—0,01% (вулкано-терригенная фация). Следовательно, кларкового уровня цинк достигает только в породах субвулканической и вулкано-терригенной фаций.

В магнетите цинк содержится в количестве от 0,03 до 0,3%, плагиоклазе — 0,03%, пирите — от сотых до десятых долей процента.

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что в вулканитах исследуемого района основным концентратором цинка, видимо, являются магнетит, пирит и цветные минералы. В них цинк находится в виде примеси (Таусон, 1961).

Данные о распределении серебра в горных породах Узбекистана немногочисленны и разрознены (Хамрабаев и др., 1966). Имеющиеся материалы свидетельствуют о повышенном фоне содержания серебра в вулканогенных и интрузивных породах Кураминской подзоны, что обусловлено в известной мере наличием значительных гидротермальных концентраций серебра в измененных породах и сульфидных (полиметаллических и др.) рудах этого района (Хамрабаев, 1966).

Нами серебро обнаружено в основном в вулкано-терригенной (глинистые сланцы, песчаники) и эксплозивной фациях (туф дацитового порфира) в количестве 0,001—0,003%. Наличие серебра сопровождается повышенным содержанием в породе свинца (0,3%). Это позволяет предполагать, что в вулканогенных породах района серебро концентрируется в галените.

В вулканогенных породах района количество серебра в 20 раз превышает кларковую величину его в кислых породах по А. П. Виноградову (1962).

О НЕКОТОРЫХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ВУЛКАНИТОВ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА

Для характеристики химизма вулканитов андезито-дацитовой формации Кураминского хребта мы произвели пересчет всех имеющихся анализов по методу А. Н. Заварицкого и исследовали поведение некоторых дополнительных коэффициентов Д. С. Штейнберга (1964), Ю. С. Куцева (1964) и др.

Распределение главных породообразующих окислов следующее.

Кремнезем (SiO_2). Вулканиты рассматриваемой формации сравнительно перенасыщены кремнеземом (60—70%). Максимальное количество его установлено в эксплозивной фации (см. табл. 47). В целом для пород формации свойственно общее раскисление снизу вверх по разрезу, т. е. во времени, что замечено Х. М. Абдуллаевым и др. (1958), И. М. Мирходжаевым и Ф. Ш. Раджабовым (1961).

Щелочные металлы (Na_2O+K_2O) являются существенными компонентами описываемых пород. Содержание K_2O постоянно преобладает над Na_2O.

Сумма щелочных металлов в породах формаций остается почти постоянной (5—6%), изменяясь лишь в некоторых типах пород, что является своеобразной химической особенностью вулканитов андезито-дацитовой формации (рис. 36).

Железо ($FeO + Fe_2O_3$). Сумма этих окислов колеблется от 2,5 до 7%. Максимальное количество установлено в породах эффузивной, а минимальное — эксплозивной фаций. Железистость (Штейнберг, 1964) колеблется от 0,4 до 0,6, истинное количество железо-магнезиальных компонентов изменяется от 5,5 до 7,9.

Окись кальция (CaO). Содержание ее изменяется в зависимости от количества в породе щелочных элементов и кремнезема. Четко намечается тенденция к уменьшению ее от низов к верхам разреза формации по мере увеличения кислотности пород.

Усредненным показателем содержания щелочей и окиси кальция в вулканогенных породах служит щелочно-известковый индекс Пикока, который колеблется от 57,1 до 59.

Окись магния — важный компонент, связанный с цветной частью пород. Количество ее в вулканогенных породах формации колеблется от 3,47 до 0,26%, среднее — 0,87—2,79%.

Высокое содержание ее отмечается в средних эффузивах.

Содержание TiO_2 очень незначительное — от 0,12 до 1%, среднее содержание 0,04—0,82%. Количество его убывает от средних пород к кислым, а также во времени.

Установлено (Абрамович, 1963), что чистого титана в породах жерловой фации на 10—20% больше, чем эффузивной. Эта закономерность выдержана и в вулканитах формации. Чистого железа в образованиях эффузивной фации больше, чем в жерловой. Это отмечается и в породах рассматриваемой формации.

Закономерности в изменении петрохимических параметров, характеризующих кислотность и щелочность вулканогенных пород района, более наглядно можно проследить на графике $Q - a$ (рис. 36). По мнению Л. В. Дмитриева (1961), линейная связь a и Q показывает, что образование пород обусловлено одним процессом — дифференциацией. Значительный разброс фигуративных точек на графике $Q - a$, по-видимому, связан с существенным влиянием на происхождение пород ряда процессов гибридизма и явлений ассимиляции.

По мере увеличения содержания кремнекислоты в породе количество глинозема, CaO, MgO и сумма железа постепенно уменьшаются. Подобное поведение окислов установлено А. С. Павленко (1963) в дифференцированных сериях пород повышенной щелочности.

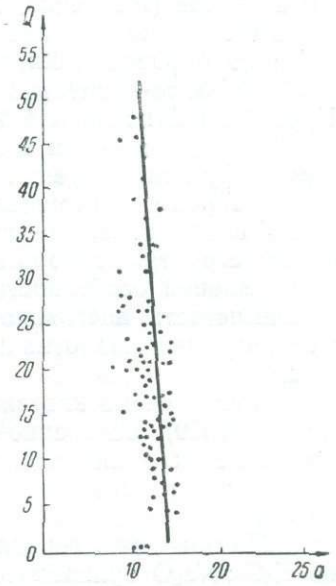


Рис. 36. График соотношения щелочности и кислотности для пород андезито-дацитовой формации (по А. В. Дмитриеву).

Наличие магматических образований среднего состава Н. П. Васильковский (1952) и Ф. Ш. Раджабов (1958) объясняют явлением глубинной ассимиляции родоначальной гранитной магмой при прохождении ее через мощную толщу древних пород, в том числе и через карбонатные отложения девона—карбона. В то же время авторы не исключают и некоторую роль дифференциации, возникновение которой обусловлено ассимиляционными процессами.

Л. Н. Овчинников, М. В. Троянов (1963), Л. В. Таусон (1961) и др. при установлении исходного состава магматического расплава учитывали характер поведения рубидия и величину калий-рубидиевого отношения. Производные гранитоидной магмы по содержанию рубидия и особенно по отношению $\frac{K}{Rb}$ сильно отличаются от кислых дифференциатов габбровой (базальтовой) магмы, значительно обедненных рубидием. Величина отношения $\frac{K}{Rb}$ в них в десятки раз больше, чем в производных гранитоидной магмы (соответственно 58—417, среднее 190, 506—5000, среднее 1600). На основании этих данных Л. Н. Овчинников и М. В. Троянов (1963) установили базальтоидное происхождение палеозойских эффузивов Урала.

Комплементарность составов вулканогенных пород и поведение фигуративных точек на графике $Q - a$ (рис. 36) и другие петрографические, геохимические признаки позволяют объяснить петрологические особенности вулканогенных пород района дифференциацией магмы при значительной роли ассимиляции ею вмещающих толщ.

Явление дифференциации магмы в формировании вулканогенных пород района, кроме вышеуказанных данных, доказывается геохимическими и петрохимическими исследованиями — накоплением цезия в конечных продуктах вулканизма, постепенным уменьшением значения отношений $CaO : MgO$ и суммы железа по мере увеличения кремнекислоты в породе (Павленко, 1963) и обратной зависимости между кислотностью и содержанием цветных минералов (Дмитриев, 1960).

Таким образом, можно отметить следующие особенности.

1. Андезито-дацитовая формация наиболее широко распространена в Кураминской подзоне. Общий объем ее в Кураминском хребте составляет 545 $км^3$, а в целом в подзоне — около 800 $км^3$. При этом образования эффузивной фации заметно преобладают над эксплозивной, объем которой в Кураминском хребте равен 215 $км^3$.

2. Породы андезито-дацитовой формации формировались в депрессионных структурах в орогенный этап развития региона.

3. Главной особенностью химизма пород является повышенная глиноземистость, постоянное преобладание K_2O над Na_2O, что отличает их от подобных палеотипных вулканогенных образований Казахстана и Урала.

Согласно схеме классификации химических составов А. Н. Заварицкого (1950), основанной на признаках, определяемых из числовых характеристик, вулканиты формации относятся ко второму классу, четвертой-пятой группе пород, перенасыщенных кремнеземом и бедных щелочами.

4. По значению сериального индекса А. Ритманна (σ) и отношению $K_2O : Na_2O$ вулканические породы района сопоставляются с образованиями тихоокеанской провинции известково-щелочного ряда.

В вулканогенных породах изучено распределение 30 химических элементов. Из них барий, стронций, титан, никель, серебро, медь, цинк, свинец, ниобий, тантал, галлий, цирконий, хром, бор, скандий присутствуют в количестве, превышающем кларковые величины их в средних и кислых породах (по Виноградову, 1962), что позволяет предполагать некоторую геохимическую специализацию вулканитов формации этими элементами. Устанавливается прямая зависимость между содержанием калия, рубидия и таллия.

Глава V

ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ (P_2—T_1)

Описываемая формация в Кураминской подзоне довольно широко распространена. В Кураминском хребте она встречается в Самгарской степи, в бассейнах рек Наугарзан, Уткемсу, Карамазар, Лашкерек, Пангаз, Адрасман, Кумкол, Ничбаш и др., в юго-западных отрогах Чаткальского хребта — в бассейне рек Карабау, Дукент, Шавас, Башкызылсай и др. К породам липаритовой формации отнесены образования оясайской (C_3) и кызылнуринской свит (P_2—T_1), которые в рассматриваемом регионе изучались Н. П. Васильковским (1952), В. А. Араповым (1960, 1969), О. Б. Андерсоном (1962), В. Т. Юдиным (1966), Р. С. Рахимовым (1965), Г. А. Абдурахмановым (1966), К. У. Урунбаевым (1967), Т. Н. Далимовым (1965), В. Н. Ткачевым, М. Х. Кадыровым, В. Коржаевым (1967) и др.

В настоящее время у исследователей нет единого мнения о возрасте рассматриваемых свит и, следовательно, всей формации в целом. Одни вслед за Н. П. Васильковским (1952) считают оясайскую свиту верхнекарбоновой и выделяют в районе две липаритовые формации верхнекарбонового и нижнетриасового возраста. Другие полагают, что в Кураминской подзоне существует единая полифациальная липаритовая формация, объединяющая оясайскую и кызылнуринскую свиты (Арапов, Далимов, Ткачев, Коржаев, 1964, 1970; и др.). В частности, этими авторами показано, что между породами оясайской и кызылнуринской свит много общего как в структурно-тектонической позиции, так и в составе пород. В тех случаях, когда эти свиты встречаются вместе, несогласия между ними не существенны, а порой и отсутствуют.

В нижнем течении р. Ангрен породы липаритовой формации залегают на фаунистически описанной шурабсайской свите (P_1) (Андерсон, Юдин, 1964). В хребте Каржантау они охарактеризованы многочисленными сборами пермской флоры. Абсолютный возраст пород формации, по данным Т. Н. Далимова (1965), 240—270±10 млн. лет (определено в ИГиГ АН УзССР Ф. А. Аскаровым), что соответствует перми и пермотриасу, а по данным М. Х. Кадырова (1968) — 274±9—279±6 млн. лет.

Тектоническая позиция липаритовой формации совершенно отчетливая. Породы данной формации локализованы в пределах своеобразных вулкано-тектонических кольцевых структур, выделенных под названием мульд проседания[1] (Арапов, 1964, 1966; Далимов 1965, 1966).

[1] В последних публикациях В. А. Арапов (1967) называет эти структуры «вулкано-тектоническими депрессиями».

В. А. Арапов в Кураминской структурно-формационной подзоне выделяет несколько подобных структур: Кызылнуринскую, Карабашскую, Чилтенскую, Камчикскую, Адрасманскую и др.

Одновременно породы липаритовой формации весьма четко контролируются зонами крупных нарушений (Чилтенской, Чайлисайской, Башкызылсайской, Баштавакской, Кумбельской, Лашкерекской и т. д.), как обычно, глубинными и магмоподводящими. Вдоль них концентрируются выходы субвулканических интрузий, пород жерловых фаций, остатки древних вулканических построек и т. д.

Разрезы липаритовой формации в Кураминской подзоне сложные (см. рис. 31, 32). Полнота их и сохранность пород зависят от многих факторов: степени удаленности от центра излияния, палеографических условий, типа извержения и т. д., которые необходимо учесть при сопоставлении разрезов. Наиболее полные разрезы липаритовой формации известны на правобережье р. Ангрен и в Кураминском хребте. Мощность пород в Кураминском хребте изменяется с запада на восток от 200—300 *м* (гора Кызылтау) до 2200 *м* (гора Бабай-Ситен).

В юго-западных отрогах Чаткала разрез данной формации начинается слоистыми туфопесчаниками, туфоконгломератами, алевролитами, некоторые из них имеют косую слоистость. Эта часть разреза характеризуется изменчивой мощностью — от 55—60 до 90 *м* и известна в литературе как базальные горизонты оясайской свиты. Далее вверх следуют: 1) монотонная пачка игнимбритов кварцевых порфиров (250—600 *м*) с прослоями агломератов, лавобрекчий (10—100 *м*); 2) грубообломочные туфоконгломераты, сменяющиеся туфами пепельно-серого цвета (520 *м*); 3) туфобрекчии, туфолавы, игнимбриты, агломераты (250 *м*); 4) витрокластические, пепловые, стекловатые, литокластические туфы с прослоями известняков, глин (220 *м*); 5) агломератовые лавы и лавобрекчии (335 *м*).

В Кураминском хребте разрезы липаритовой формации начинаются мощной осадочной пачкой (до 240 *м*) конгломератов, грубо-среднезернистых туфопесчаников с прослоями гравелитов, тонкослоистых известняков, алевролитов, туфопесчаников и черных известняков (гора Кызылтау) с челюстями стегоцефала.

Выше залегают фельзит-порфиры, сферолит-порфиры, лавобрекчии, туфолавы и игнимбриты кварцевых порфиров (р. Тезкол, гора Бабай-Ситен).

Из приведенных обобщенных разрезов видно, что для пород липаритовой формации эффузивные, вулканомиктовые образования не характерны. Она представлена преимущественно эксплозивными и экструзивно-субвулканическими образованиями. Ниже приводим петрографическую характеристику пород этой формации.

Эффузивная фация. Породы этой фации распространены незначительно. Они образуют маломощные покровы и потоки в окрестностях древних вулканических построек. К ним относятся липаритовые порфиры, фельзит-порфиры, туфолавы липарит-порфиров, кластолавы, сферолит-порфиры, обсидианы, мареканиты. Породы обладают серой, буровато-серой окраской, плотным строением. Текстура массивная, реже флюидальная. Отдельность их разнообразная: столбчатая, глыбовая и плитчатая.

Липариты. В составе характеризуемых пород отмечаются фенокристаллы интрателлурических минералов: кварц, калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, очень редко — биотит и роговая обманка. Из вторичных минералов—хлорит, серицит, альбит, карбонат, алунит,

гидроокислы железа. Акцессорные — апатит, циркон, монацит, флюорит и магнетит—распространены незначительно.

Существенной частью лавовых пород является их основная масса, обычно слабо индивидуализированная. Состав ее в большинстве случаев изучался при больших увеличениях и методом окрашивания. Она состоит из тех же минералов, что и фенокристаллы, только в иных соотношениях: калинатровый полевой шпат резко преобладает над кварцем и альбитом. Структура основной массы фельзитовидная, криптокристаллическая, гранофировая, редко аллотриоморфная и сферолитовая. Наблюдаются многочисленные линзовидные включения и пустотки субпараллельной ориентировки, состоящие из кварца, калишпата, альбита, карбоната и редко флюорита.

Калинатровый полевой шпат в изученных породах образует три генерации: фенокристаллы, основную массу, волокнистый и лейстовидный калиевый полевой шпат в пустотах породы.

Фенокристаллы калиевого полевого шпата (микроклин-микропертит) представлены оплавленными, резкокорродированными основной массой зернами размером 0,4—2 *мм*. Макроскопически их размер не превышает 3 *мм*. Двойники встречаются редко. Причем двойниковый шов очень неровный. PNg—68°; PNm—26°; PNp—88°; —2v=80°; ΔS—0,9; Δρ=0,9—1,0, максимальный микроклин.

Зерна калиевого полевого шпата подвергнуты слабой пелитизации и альбитизации, содержат многочисленные включения апатита, магнетита, мусковита и карбоната. Кроме того, в центре некоторых фенокристаллов отмечается микропегматитовое срастание кварца с калишпатом. Размеры таких участков достигают 0,5—0,2 *мм*.

Калинатровый полевой шпат в основной массе значительно распространен (80%) и довольно резко преобладает над остальными компонентами. Размер зерен минерала зависит от индивидуализации породы (в наиболее раскристаллизованных разностях — 0,1—0,2 *мм*), они обладают слабоидиоморфной или ксеноморфной формой, редко образуют двойники. В основной массе калинатровый полевой шпат срастается с кварцем, образуя участки криптопегматитовой структуры.

Третья разновидность калиевого полевого шпата является наиболее поздним образованием и встречается в пустотах породы и линзовидных включениях. Он обладает отчетливой формой, иногда образует волокнистые сфероиды размером 0,5—0,8 *мм*. Лейстовидный калишпат довольно свежий, с отчетливыми трещинами спайности. Встречается в ассоциации с поздним кварцем и нередко образует в нем пойкилитовые прорастания, имеющие тенденцию к радиальному расположению. Волокнистый калишпат обычно формируется вокруг единичных затравок в основной массе породы, на стенках пустоток и вокруг отдельных фенокристаллов.

Кварц также, как и предыдущий минерал, имеет три разновидности: фенокристаллы, минералы основной массы и пустотки. В основной массе количество кварца меньше, чем калишпата, он образует зерна размером 0,2—0,3 *мм* с волнистым погасанием. Поздний кварц в пустотках породы обладает резкоксеноморфной формой, прорастает лейстами калишпата или дает с ним микропегматитовые сростки. Иногда в виде жил пересекает фенокристаллы и обогащается рудной пылью.

Плагиоклаз (4—23% An) присутствует главным образом в фенокристаллах. В основной массе не установлен. Характеризуется относительным идиоморфизмом, слабо серицитизирован, карбонатизирован.

Обыкновенная роговая обманка представлена интенсивно измененными кристаллами (*с*: Ng=15°; —2v=68°).

Биотит сильно изменен и состоит из призматических и чешуйчатых зерен (f=45—50%).

Основная масса изучалась путем окрашивания ее на калиевый полевой шпат и при возможно больших увеличениях с количественным подсчетом составляющих ее компонентов.

Во всех липаритовых порфирах основная масса пород слабоиндивидуализирована: фельзитовидная и криптокристаллическая. Общее количество ее колеблется от 47,5 до 80%, в среднем не выходит за пределы 57, 62%. Девитрификация основной массы породы не однородная. Примерно 10% ее объема занимают относительно индивидуализированные участки. В средних частях покровов липаритов количество ее достигает 23—25%, в верхних — 2—6%.

Определенный интерес представляют форма и состав раскристаллизованных участков. В большинстве случаев они имеют линзовидные контуры и субпараллельную ориентировку. Размеры их от 0,5 до 1,6—2 *мм*. В верхних и нижних частях покровов липаритов размеры этих участков сокращаются и не выходят за пределы 0,2—0,5 *мм*. Кроме них, в породе имеются неправильные округлые пустотки размером 1—2 *мм с извилистыми и нечеткими краями, постепенно переходящими* в основную массу породы. Они сложены минералами III генерации: калиевым полевым шпатом (60—56%), затем кварцем (29—36%) и альбитом (2—1,5%). Иногда встречаются флюорит, карбонат и мусковит.

В строении линз намечается определенная зональность. Краевые части их сложены волокнистым, сильно пелитизированным агрегатом калиевого полевого шпата, который сменяется тонкими лейстами (криптореше тчатый ортоклаз) позднего калиевого полевого шпата, центральная часть — прозрачным кварцем, реже альбитом и другими минералами. В центре пустот иногда наблюдается одновременная кристаллизация кварца, калишпата и флюорита с образованием микропегматитов.

Количественно-минералогический состав липарит-порфиров представлен в таблице 49.

Обсидиановые порфиры распространены в основном в районе гор Агата и Ташкескен, слагают верхние части разреза липаритовой формации, образуют среди туфобрекчий тела мощностью 10—15 *м* при простирании 18—20 *м*. По данным П. С. Козловой (1954), аналогичные обсидианы встречены в районе р. Алатаньга.

Макроскопически порода смолисто-черного цвета. Отдельность ее глыбовая, грубопараллелепипедальная. Текстура массивная, плотная. Порода характеризуется неравномерным распределением черного стекла. В зальбандах линз обсидиановых порфиров количество стекла уменьшается.

Минералогический состав обсидиановых порфиров характеризуется наличием фенокристаллов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита. Из акцессорных встречаются единичные зерна апатита, реже циркона. Вторичные минералы — серицит и гидроокислы железа. Фенокристаллы составляют около 35—40% всего объема породы. Средний размер их 1—2 *мм*, но иногда достигает 3—4 *мм*. Среди фенокристаллов преобладают калиевый полевой шпат (микроклин-микропертит) и кварц.

Основная масса представлена стеклом (Ng—1,523±1,525), которое совершенно не реагирует на поляризованный свет, иногда оно слабо девитрифицируется и переходит в микрофельзит. Основная масса

характеризуется отчетливой флюидальностью, наличием перлитовых трещин, выраженных весьма неотчетливо.

Фельзиты и фельзит-порфиры обладают сероватой, розовато-малиновой и палевой окраской и преимущественно плитчатой, реже глыбовой отдельностью.

Текстура пород массивная, флюидальная; ориентировка флюидальности непостоянная и обычно изменяется с северо-востока (40—20°) на северо-запад (182—18—16°). Направление флюидальности зависит в каждом конкретном случае от близости древних центров извержения.

Мареканиты встречены на правом борту р. Чаулисай, южных склонах гор Агата и Ташкескен и в верховьях р. Алатаньга.

Таблица 49

Количественно-минералогический состав липарит-порфиров, объемные %

Номер шлифа	Фенокристаллы				Основная масса, %			Примечание
	кварц	калишпат	плагиоклаз	цветные	всего	раскристалл.	d	
1099а	10	20	5	—	60,5	25,6	0,6	В пустотах
1099б	18	20	6	2	55	8		То же
1099	6	8	2	—	80	2		Не определяется
1635	18,2	17,00	6,3	2,1	57,4	62	0,8	
1630	10,00	17,5	5	—	47,5	20	0,6	
1629а	21,05	21,09	5,2	—	5/67	10,3	0,8	
1633	20,00	17,5	7,5	—	65%	10	0,6	
1628а	13,2	16,6	—	2,00	68,2	23,3	0,5	
1623	18,60	20,5	7,1	1,4	52,3	9	0,9	
Количественные соотношения минералов в пустотах и фьямме								
1640	33	60	6	—	—	—	—	
1642	29	56	15	—	—	—	—	
136	36	61	3	—	—	—	—	
III/II	32	60	8%	—	—	—	—	

Макроскопически они характеризуются палевой, светло-серой, сиреневатой окраской. Обладают изменчивой текстурой со сложной флюидальностью и причудливыми формами. По текстурным особенностям эти породы можно разбить на две разновидности: параллельнополосчатые и скорлуповатые. Породы с типичной параллельнополосчатой текстурой представляют собой светлые, почти белые (каолинизированные) полосы длиной 1 *мм*, постепенно сменяющиеся тончайшими полосами (0,1—0,2 *мм*) розового цвета с мелкой вкрапленностью окисленного пирита и магнетита. Далее следует полоска линзовидной формы из шестоватого кварца (1—1,5 *мм*), окисленного пирита и магнетита. Размер рудных минералов до 1,0 *мм*. Ширина линз 1—2 *мм*, длина 2—4 *см*. Характерно, что линзы совершенно отчетливо повторяют изгибы флюидальности.

Под микроскопом эти породы характеризуются слабой раскристаллизацией стекловатого мезостазиса с образованием мелких недоразвитых сферолитов, также ориентированных по флюидальности в виде полос и прожилок. Линии соприкосновения сферолитов или волокон между собой обычно близки к прямой, что свидетельствует об одновременности их формирования. В полостях породы, ограниченных сфероли-

тами, от края к центру выделяются мельчайшие идиоморфные лейсты калишпата. К центральным частям полос приурочивается рудный минерал (пирит, магнетит). Изотропные участки в породе почти не сохранились. В единичных случаях показатели преломления изотропных участков равны 1,493—1,487.

Е. К. Устиев и К. Н. Рудич считают, что полосчатость объясняется некоторой неоднородностью первичного расплава, обусловливающего различное отношение к девитрификации. Начальная стадия девитрификации в породах устанавливается в единичных участках, изотропность которых нарушается появлением слабой анизотропии, объясняющейся либо началом кристаллизации, либо механической деформацией. Следующей стадией девитрификации является появление единичных волокон стекла, иногда скапливающихся в пучки, ориентированные вдоль флюидальности. В это время образуются сферолиты, строго приуроченные к отдельным полосам. Центром кристаллизации сферолитов служат отдельные вкрапленники полевых шпатов или участки стекловатого базиса. Величина сферолитов и волокнистых образований зависит от ширины полос: чем шире полосы, тем больше размер сферолитов.

Однородность структурного рисунка породы осложняется пустотками, выполненными тонкими иглами тридимита (?), кварца, калишпата, реже альбита, пирита и магнетита. Пустотки приурочены к межсферолитовым плоскостям, обогащены значительным количеством серы, о чем свидетельствует наличие пирита (1—2%). В результате постэруптивного разогрева создаются условия для перехода железа породы (до 2%) в окисную форму и выпадения его в виде магнетита.

В процессе слабого течения (выдавливания) очень вязкой лавы и последующего давления вышележащих слоев эти породы приобрели линзовидную форму и согласованное с флюидальностью направление.

Мареканиты исследуемого района близки к липариту Дэли (табл. 50). При сравнении химического состава мареканитов Агаты и Охотского побережья (пробы 7, 101, 1132, 1124) отмечается их сходность. Для всех пород, приведенных в таблице, характерно преобладание окисного железа над закисным, незначительное содержание кальция, магния и высокое—щелочей (7—8%). Результаты анализа мареканитового шарика, произведенного Клапротом в 1812 г., вероятно устарели.

Отличительной особенностью изучаемых мареканитов является преобладание K_2O над Na_2O, тогда как в породах Охотского побережья наблюдается обратное. Е. К. Устиев и К. Н. Рудич (1961) отмечают, что эта петрохимическая особенность мареканитов находится в согласии с общей тенденцией преобладания Na над K во всех магматических породах Охотского побережья. От близких по составу вулканических стекол (перлитов и обсидианов) изучаемые мареканиты отличаются содержанием воды и степенью девитрификации. По В. И. Лучицкому, перлиты содержат около 3—3,5% воды, а обсидианы — не более 0,4—0,3%, характеризуемые породы около 1—1,6%. Мы предполагаем, что описываемые породы близки к мареканитам и занимают промежуточное положение между перлитами и обсидианами.

Кластолава кварцевого порфира весьма ограниченно развита. Обладает витрофировой основной массой, включает редкие рогульчатые и призматические вкрапленники кварца, плагиоклаза, калишпата, целиком мусковитизированных чешуей биотита (0,5—2 *мм*). Изредка отмечаются сферолитовые образования радиально-лучистого строения. Они состоят из калиевого полевого шпата.

Плагиоклаз (№ 32, $2v = +88°$) интенсивно замещен серицитом, центральная часть зерен часто — альбитом (см. табл. 49).

Кварц (1—2%) резко ксеноморфен, угасание волнистое, характеризуется мозаичной структурой (0,5—1 *мм*).

Калишпат (2,4%) округлой, реже таблитчатой формы, интенсивно пелитизирован (0,2—1,2 *мм*). По оптическим константам соответствует микроклину (нерешетчатому), $-2v = 79°$, $PNg = 78°$, $PNm = 10°$, $PNp = 80°$, $\Delta S = 0{,}8—0{,}9$, $\angle Nm \perp (001) = 9—10°$.

Биотит (0,4%) образует призматические пластинки с зазубренными краями (0,2—0,7 *мм*), опацитизирован, реже целиком обесцвечен.

Кластолава содержит обломки диабазового, плагиоклазового порфирита и слабо раскристаллизованного вулканического стекла бурого цвета неправильной и линзовидной формы. Большая часть обломков стекла превращена в мелкоагрегатный кварц.

Таблица 50

Химический состав мареканитов

Окислы	Пробы					
	1	7	10	1132	1124	IV/14
SiO_2	81,00	75,20	74,8	77,27	76,22	75,52
TiO_2	—	0,07	0,18	—	Сл.	Сл.
Al_2O_3	9,50	14,21	13,48	11,8	12,10	12,3
Fe_2O_3	0,6	0,93	1,15	1,8	1,951	1,57
FeO	—	0,37	1,02	0,2	Сл.	0,43
MnO	—	0,02	0,23	0,29	0,54	0,22
MgO	0,40	0,79	0,95	0,5	0,8	0,4
CaO	4,50	3,62	5,20	1,87	3,52	1,08
Na_2O	2,7	1,08	1,81	4,52	3,98	6,99
K_2O	—	0,54	0,8	—	—	—
CO_2	0,50	—	—	0,44	—	0,31
П.п.п.	–	0,08	1,45	1,05	0,52	1,39
Сумма	99,20	100,0	100,3	99,74	99,68	100,21

Примечание: 1-мареканит прозрачный, Клапрот, 1812 г; 7-мареканит, Мартынов, 1963 г.; 10-мареканит, Рудич, 1961 г.; 1132-мареканит из коллекции Т. Н. Далимова, химлаборатория ИГиГ АН УзССР; 1124-скорлуповатый мареканит из коллекции Т. Н. Далимова химлаборатория ИГиГ АН УзССР; IV/14-обсидиан из коллекции Т. Н. Далимова, химлаборатория ИГиГ АН УзССР.

Эксплозивная фация. Породы данной фации широко распространены в Кураминском районе. Их изучению посвящены работы И. М. Воловиковой (1962), Т. Далимова (1965, 1966), В. Н. Ткачева (1968) и др.

К породам эксплозивной фации отнесены игнимбриты, туфы, агломераты, туфобрекчии и другие вулканокластические образования.

Игнимбриты кварцевых порфиров широко развиты по всей Кураминской подзоне (Воловикова, 1960; Елисеева, 1962; Арапов, 1965—1968; Т. Н. Далимов). Игнимбриты являются важным звеном в познании связей интрузивной и эффузивной форм магматизма.

Некоторые сведения об объеме игнимбритов приведены ниже.

Мульды	*Мощность, км*	*Площадь, км²*	*Объем, км³*
Чилтенская	1,5—1,6	210—220	336—350
Карабашская	0,7	125—130	87—90
Кызылнуринская	0,08	10—12	0,8—0,96
Лашкерекская	0,35	150	52,5

По данным В. А. Арапова (1966, 1968), игнимбриты занимают в разрезе вулканогенных толщ Кураминской подзоны одну четверть объема пирокластики. Вероятнее всего, количество этих образований и их объем увеличиваются от древних (C_1—C_2) формаций к молодым. По данным этого же автора, площадь игнимбритов в Адрасманской мульде составляет 441 *км*³.

Сопоставляя объемы и площади развития игнимбритов в структурах района по нашим данным с результатами других авторов, можно сделать следующие выводы:

Чилтенская и Адрасманская мульды относятся к полям 6 (высшего) порядка пирокластических потоков (Смит, 1963). По объему игнимбритов и строению эти структуры очень близки к вулкано-тектоническим структурам Йеоллоустонского парка (Бойд, 1957), где площадь игнимбритов достигает 500 *км*³.

Карабашская и Лашкерекская мульды относятся к полям 4—3 порядков. По своим особенностям и сохранившемуся объему игнимбриты близки к крупным структурам проседания Асо в Японии (Мацумото, 1956), Вэллисе (Росс, Смит, Мацумото, 1956), Бишоп в Калифорнии (Жильберт, 1938), где игнимбриты занимают от 100 до 300 *км*³.

Петрографические особенности игнимбритов. Эти породы в Карабашской вулкано-тектонической депрессии образуют два покрова.

Игнимбриты первого покрова залегают на сферолитовых лавах с незначительным угловым несогласием (4—6°). В основании их встречается слой туффитов и туфопесчаников, названных А. Е. Толкуновым (1969) слоем «песка и пыли». Выше залегают горизонты флюидальных липаритов (20 *м*) и литокластических туфов (5—6 *м*). Общая мощность этой пачки 270—300 *м*. Игнимбриты здесь характеризуются столбчатой отдельностью, очень плотным сложением, псевдофлюидальной текстурой, обусловленной субпараллельно ориентированными линзами — фьямме, огибающими немногочисленные включения пород. Фьямме черного цвета, интенсивно сплющены, на концах расщепляются в виде гребенки. Размеры их изменчивы: в основании 2—2,2 *см* в длину, 1—2 *мм* в ширину, в верхней части — до 1 *см*. Форма фьямме здесь неотчетливая.

Игнимбриты второго (верхнего) покрова характеризуются значительно меньшей плотностью, пористостью и наличием крупных (2,5 *см* в длину), но совершенно не сплющенных линзовидных включений, огибающих фенокристаллы и обломки пород.

В Чилтенской мульде игнимбриты распространены чрезвычайно широко (около 70% всех пирокластов относится именно к этому типу вулканитов).

Мощность игнимбритов по рекам Узумсай и Шавас равна 600 *м*. В составе толщи имеются маломощные прослои агломератов, лавобрекчий, туфов, которые по простиранию быстро выклиниваются. Кроме того, она прорывается некками фельзитов и фельзит-порфиров. Подобное сложное строение игнимбритовой толщи свидетельствует о том, что

формирование ее происходило в незначительный отрезок времени в результате сближенных во времени и чередующихся эксплозий.

В разрезе Шавас-Узумсай наблюдается отчетливое изменение фьямме снизу вверх. В нижних частях породы четко псевдофлюидальны, обладают почти полосчатой и сложнофлюктационной текстурой, обусловленной интенсивным раздавливанием фьямме (табл. 51).

Отношение длины (l) фьямме к ширине (m) представляет собой величину, характеризующую степень его раздавливания — А.

От основания к верхам разреза величина А плавно уменьшается (табл. 51), что свидетельствует об интенсивном раздавливании в основании толщи и уменьшении силы давления к верхним частям разреза.

Таблица 51

Измененные фьямме в разрезе игнимбритов по р. Шавас

Длина, l	Ширина, m	Коэффициент раздавливания, $A = \frac{l}{m}$	*Примечание*
20—29	0,2—0,3	100—110	Основание, среднее из 35 замеров
10—17	0,3—9,4	40—53	То же, из 20 замеров
15—13	0,4—0,3	30—35	То же, из 30 замеров
10—11	0,4—0,5	25—20	Средняя часть, среднее из 10 замеров
10—9	0,5—0,6	20—18	Основание, из 10 замеров
8—6	0,6—0,8	10—13	То же, из 16 замеров
6—5	0,8—1	6—8	То же, из 25 замеров
5—4	1—1,2	5—4	Верхняя часть, среднее из 30 замеров
4—3	3—2	3—2	То же, из 15 замеров
1—2	1,5—2	1,00	Верхняя часть, среднее из 25 замеров

В Кызылнуринской мульде игнимбриты распространены незначительно и приурочены к нижней части разреза одноименной свиты (P_2—T_1), которая залегает на размытой поверхности отложений надакской свиты (андезито-дацитовая формация), и по внешним особенностям не отличаются от описанных игнимбритов Карабашской и Чилтенской мульд.

Ввиду близости состава характеризуемых пород во всех структурах дается их общая петрографическая характеристика. Игнимбриты состоят из обломков кристаллов, пород и связующей массы. Обломки кристаллов представлены кварцем, калишпатом, плагиоклазом, хлоритизированным биотитом. Вторичные минералы: серицит, хлорит, алунит, тридимит, кварц, карбонат; акцессорные: магнетит, апатит, циркон, редко монацит и флюорит. Значительную часть породы занимают линзовидные включения.

Кварц более характерен для игнимбритов Кызылнуринской мульды, где составляет 10—12%, преобладает над остальными фенокристаллами. В игнимбритах Карабашской и Чилтенской мульд его содержание не превышает 4—6%. Интенсивно резорбирован и по краям замещается основной массой породы. Встречаются более поздние генерации кварца: шестоватая, мелкая в трещинах порода.

Калинатровый полевой шпат более характерен для игнимбритов Чилтенской и Кызылнуринской мульд, где содержание его варьирует от 20 до 26%, в игнимбритах Карабашской мульды — от 18 до 21%.

Калинатровый полевой шпат представлен двумя генерациями. Первая из них — осколки интрателлурических фенокристаллов, соответствующих максимальному микроклин-микропериту (—2V=80—82°; ΔS=0,9—1,0). Как правило, эта генерация интенсивно пелитизирована.

Вторая генерация калинатрового полевого шпата представлена высокотемпературной разностью и соответствует высокому промежуточному ортоклаз-криптопериту до санидина (—2V=52—63° до 69—70°; Δ=0,2—0; ΔS=0,2—0,3).

Плагиоклаз (7—12%) представлен преимущественно альбитом (№ 6—8). Реже альбит-олигоклазом (№ 11—15), которые интенсивно корродированы, серицитизированы и карбонатизированы.

Биотит и амфибол (1,3—3%) состоят из интенсивно опацитизированных, резко разложенных зерен размером 0,4—0,5 *мм*. По темноцветным минералам развиваются бурый землистый эпидот, хлорит, магнетит.

Линзовидные включения (фьямме) занимают значительное место в объеме породы (12—22%). Микроскопически они представляют собой раскристаллизованное стекло. По составу фьямме приближаются к дациту и местами андезито-дациту, несколько отличаются от мезостазиса. Это выражается в низком содержании K и повышенном содержании окислов алюминия, магния, кальция и железа.

Фьямме не всегда сохраняют свою форму и в отдельных случаях устанавливаются по скоплению вторичных минералов, форма которых близка к линзовидной. В раскристаллизации фьямме наблюдается определенная зависимость от положения в разрезе толщи. Так, для нижних частей разреза характерна интенсивная раскристаллизация, замещение по краям гидроокислами железа и магнетитом. Центральные части линз состоят из водянопрозрачного кварца, калишпата с низкими значениями углов оптических осей (—2V=—43—45°), альбита и серицита. В отдельных случаях по краям линз формируется радиальнолучистая разновидность калишпата, переходящая к центру в лейстовидную форму в ассоциации с кварцем, с которым он всегда образует микрографические срастания. В средней части разреза линзовидные включения состоят из единичных сферокристаллов размером не менее 0,1 *мм*. Размеры и линии соприкосновения свидетельствуют об их одновременном происхождении и подтверждают их отнесение к кориогенному типу. В верхних частях разреза игнимбритовой толщи раскристаллизация фьямме недостаточная и не идет далее образования микрофельзита.

Ниже приводим химический состав в фьямме и мезостазиса игнимбритов (верховья р. Карабау).

Элемент	*Фьямме*	*Мезостазис*
SiO_2	63,16	76,41
TiO_2	0,52	0,1
Al_2O_3	15,73	12,59
Fe_2O_3	2,87	0,87
FeO	Сл.	Сл.
MgO	1,90	0,33
CaO	2,41	2,20
Na_2O	4,52	3,03
K_2O	4,55	3,45
P_2O_5	0,29	Не обн.
O_3	0,31	0,2
П.п.п	1,70	0,28
Σ	100,13	100,03

Анализы выполнены в химлабораториях Института геологии и геофизики АН УзССР (обр. 1025, аналитик Н. Я. Куракина) и Министерства геологии (об. 1021).

Как видим, фьямме по сравнению с мезостазисом резко обогащается MgO, Ca, Fe и обеднено SiO_2. Учитывая четкие границы линзовидных включений с базисом, ее отличительные оптические свойства, можно предполагать наличие процессов ликвации в канале вулкана, приведших к разделению расплава на две несмешивающиеся жидкости: легкую (мезостазис) и более тяжелую (фьямме).

Крупнообломочные туфы кварцевых порфиров характеризуются различной окраской: красноватой, темно-коричневой, буро-красной, светло-серой, кремовой, палевой. Отдельность пород зачастую плитчатая, реже глыбовая или грубопараллелепипедальная. Для данных образований характерна довольно четко выраженная грубая слоистость, обусловленная чередованием различно окрашенных слоев и горизонтов с различным гранулометрическим составом.

Грубообломочные туфы состоят из обломков пород, минералов и связующей массы (цемента). Обломки представлены пирокластическими туфами, фельзитом, дацит-порфиром, туфолавой.

Форма осколков остроугольная, угловатая, размер их колеблется в незначительных пределах — от 7 до 15 *мм*, количество обломков варьирует от 8 до 25% от общей массы породы.

Количественно-минералогический состав характеризуемых пород следующий: кварц — 6—10%, калишпат—4—5%, плагиоклаз — 3—5%, вторичные — 1—3%, обломки пород 14—25%, цемент 72—50% (среднее из 14 шлифов).

Связующая масса в подавляющем большинстве криптокристаллическая и по составу кварц-полевошпатовая.

Среднеобломочные туфы кварцевых порфиров (0,1—2 *мм*) наиболее широко распространены в пределах характеризуемой площади, особенно в Карабашской и Чилтенской мульдах, в окрестностях г. Кызылнура встречаются в незначительном количестве. Образуют поля пирокластических пород. Для них характерна отчетливая слоистость, отсутствие крупных обломков и хорошая отсортированность материала.

Макроскопические породы розового, серого, палевого цвета, обычно образуют плитчатую отдельность.

По сравнению с игнимбритами и лавами туфы относительно пористые и обладают незначительным удельным весом (1,25 *г/см*^{3}). Состоят из обломков пород (14—32%) минералов и цемента (29—41%). *Осколки минералов представлены кварцем* (13—16%), *калиевым шпатом* (15—24%), плагиоклазом (8—29%), биотитом (4—2,8%). Вторичные: серицит, карбонат, магнетит, алунит.

По агрегатному состоянию и гранулометрическому составу в среднеобломочных туфах выделяются следующие структуры: витрокластическая, алевритовая (0,1—0,01 *мм*); витрокластическая псаммитовая (0,1—2 *мм*); литокристаллокластическая алевритовая (0,1—0,01 *мм*); литокристаллокластическая псаммитовая (2—0,1 *мм*).

Наиболее распространены витрокластические и литокристаллокластические типы структур.

Обломки пород (0,5—2 *см*) представлены кварцевым порфиром, нераскристаллизованной основной массой лавовых пород, стеклом, плагиоклазом и андезитовым порфиритом, туфом и фельзитом. Отмечается определенная зависимость состава обломков от положения в разрезе липаритовой формации. Так, в туфах из нижних горизонтов

оясайской свиты количество осколков порфиритов достигает 3—6% общей массы, обломки стекла здесь не встречаются, в верхних горизонтах формации (кызылнуринская свита) — менее 1—2%, значительное место занимают стекловатые разновидности.

Связующая масса (цемент) пород кварц-полевошпатового состава плохо реагирует на поляризованный свет, со временем раскристаллизовывается (Заварицкий, 1962), в результате структура основной массы приобретает неоднородное строение. При детальном наблюдении отмечаются единичные участки, где в результате раскристаллизации индивидуализируется калишпат и кварц. Размер и форма подобных участков крайне неустойчивы при наличии пустоток в породе. Так, в верховьях Паркентсая и Башкызылсая раскристаллизованные участки и пустотки составляют 17,4% общего объема связующей массы породы. Они имеют длину 0,8—1 *мм* и ширину около 0,5 *мм*. Форма их неправильная, чаще слегка изогнутая. Сложены кварцем, калишпатом, редко мусковитом и сфероидальным кварц-полевошпатовым агрегатом.

Мелко- и тонкообломочные туфы кварцевых порфиров. Размер частиц этих пород от 0,01 до 0,1 *мм*. В разрезах липаритовой формации Карабашской и Чилтенской мульды распространены незначительно, приурочиваясь к слоям среднеобломочных ксенотуфов. Мощность отдельных прослоев не достигает 1—2 *м*, и породы быстро выклиниваются по простиранию.

Лавобрекчии кварцевых порфиров. В пределах рассматриваемого региона эти породы широко распространены. Мощность их в Карабашской мульде (бассейн рек Чаулисай, Башкызылсай) колеблется от 100 до 150 *м*, а в пределах Чилтенской (бассейн рек Шавассай, Дукентсай) — не превышает 100—270 *м*. Для этих образований характерна тесная приуроченность к зонам разрывных дислокаций и сочленению различно-ориентированных разломов. В Карабашской мульде, по данным И. М. Богомольного (1962—1963) и по нашим наблюдениям, лавобрекчии приурочены к средней части липаритовой формации, отдельные пачки их отделяются друг от друга горизонтами туфов, туфопесчаников незначительной мощности.

Описываемые породы образуют формы грубых потоков незначительной протяженности, в виде пластов, чаще они имеют дискордантное залегание. Диаметр некков, лавобрекчий довольно изменчив — от 7—8 до 30—33 *м*. Форма их изометричная, эллипсоидальная, реже неправильная. Микроскопически породы характеризуются серым, кремовым, коричневатым цветом с многочисленными обломками пород. Цементирующая масса представлена кварцевым порфиром, реже фельзитом. Размеры обломков колеблются в значительных пределах по многочисленным замерам, на 1 $м^2$ площади обнажения в среднем течении р. Шавас приходится следующее количество обломков: размером 20—10 *см* — 5—10 шт.; 5—10 *см* — 10—16 шт.; 5 *см* — 25—30 шт. В других случаях обломки пород распределяются более равномерно. Так, в бассейне левого притока Чаулисая в кремовато-серых лавобрекчиях отмечается следующее распределение: размером 5—10 *см* — 80%, 2—5 *см* — 10%; 2—1 *см* — 8—10%. Состав обломков в лавобрекчиях довольно разнообразен и представлен преимущественно кислыми, реже средними разновидностями пород, в единичных случаях встречаются осколки диабазов и порфиритов.

Своеобразные лавобрекчии распространены в пределах г. Кызылнура. Здесь мощность их 35—45 *м*. Характерно, что они постепенно переходят в подстилающие их агломераты и одновременно — в массивные кварцевые порфиры. В начале кварцевые порфиры приобре-

тают флюидальность. Количество обломков через 200—250 *м* достигает 35—40 *шт. на 1 м²* и размеры их увеличиваются от 5—6 до 10—15 *см* в поперечнике. При этом наиболее крупные и остроугольные несколько оплавлены, края их становятся сглаженными. Цемент липаритовый. В 300—250 *м* южнее горы Кызылнура размеры этих обломков сокращаются, флюидальность в них почти исчезает.

Агломераты довольно широко распространены среди пород липаритовой формации. Отсутствие многочисленных серийных разрезов по таким образованиям, недостаточная их петрографическая изученность, неправильная и во многом субъективная их диагностика не позволяют в настоящее время полностью определить их объем. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы показывают, что в Карабашской мульде мощность агломератов варьирует от 7—8 до 160 *м*, в Чилтенской — 250—300 *м*, а в окрестностях г. Кызылнура мощность их незначительная. Они залегают в виде пластов (агломератовые потоки) и в единичных случаях имеют дискордантное залегание, образуя небольшие дайки (бассейн р. Чаулисай и верховья Шавассая и Паркентсая). Мощность их по простиранию крайне неустойчива и изменяется от 5—10 до 100—150 *м*, прослеживаясь на незначительное расстояние. Породы, относимые к агломератам, характеризуются красноватым, бурокрасным, серым, светло-серым цветом, наличием большого числа многоугольных, часто неправильных, обломков пород. По размерам осколки пород в изучаемых образованиях распределяются следующим образом (*на 3 м²* площади): более 30 *см* — 1—3 шт.; 30—25 *см* — 3—5 шт; 10—15 *см* — 5—8 шт; 5—10 *см* — 20—25 шт; 3—5 *см* — до 50 шт.; менее 2 *см* — более 50 шт.

В других случаях обломки пород в пределах обнажения имеют преимущественно однотипный размер (Шавассай, Карабау-Дукент). Так, агломераты в нижнем течении Чинаулсая сложены остроугольными обломками размером от 5 до 16 *см* в поперечнике. По составу обломки пород в агломератах разделяются на материал предыдущих извержений или фундамент вулканической постройки: андезитовые порфириты и порфириты, реже диабазы; материал данного извержения: фельзиты, кластолавы, сферолиты, туфы. Вторая группа обломков резко преобладает над первой (90—95%).

Все указанные обломки пород интенсивно ожелезнены, местами серицитизированы и хлоритизированы. Агломераты большей частью постепенно переходят в грубообломочные и мелкообломочные туфы (бассейн рек Чаулисай, Шавассай и др.).

Цемент породы пирокластический и в большинстве случаев представлен литокристаллокластическим туфом. Количественно намного уступает обломкам и занимает всего 5—10% объема.

Петрографическим изучением установлено, что цементирующая масса агломератов состоит из осколков кварца, альбита, ортоклаза, реже биотита или опацитизированной роговой обманки и мельчайших осколков пород, сцементированных тонкоагрегатным кварц-полевошпатовым веществом с микрофельзитовой, криптокристаллической, реже витрокластической структурой.

К субвулканической фации[1] липаритовой формации относятся многочисленные тела, сложенные гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзитами: Бабайтагский, Кызылнуринский, Самгарский массивы, тела вдоль Чилтенского, Баштавакского, Лашкерекского разломов и кварцевых порфиров в районе Дрешсая.

[1] К гипабиссальной фации этой формации относятся Шайданский и Чаркассарский массивы (Далимов, 1968).

Наиболее изучен среди этих массивов Бабайтагский, занимающий площадь около 310 *км*^{2} и приуроченный к центральной части Камчикской вулкано-тектонической депрессии. Форма массива, возраст и тектоническое положение рассматривались многими исследователями (Васильковский, 1952; Козлова, 1954; Лаверов, 1962; Далимов, 1965). Петрографические и некоторые геохимические особенности слагающих пород, глубина становления массива, некоторые термодинамические параметры его образования изучались нами (Далимов, 1963—1969). В краевых частях он образует серию внутриформационных залежей, отчетливо видных на левом борту р. Камчик (Васильковский, 1952). Возраст массива, по мнению Н. П. Лаверова и др., верхний карбон-нижнепермский (250—280±10 млн. лет). По ряду геологических соотношений (*прорывание пород нижней части липаритовой формации и т. д.*) мы считаем его более молодым (240—218 млн. лет).

Массив сложен серией субщелочных и ультракислых пород, относящихся к заключительной фазе герцинского магматизма Кураминской подзоны. Породы сформировались в следующей последовательности: 1) гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры; 2) граносиенит-порфиры чилтенского и бабайтагского типов; 3) автокупольные брекчии, туфолавы кварцевых порфиров.

Гранит-порфиры, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры широко распространены (80—90% общей площади) и приурочены к наиболее эродированным зонам. Они характеризуются грубопараллелепипедальной, призматической, глыбовой формой отдельности. Среди них встречаются шлировые скопления, состоящие из олигоклаза, микроклин-пертита, кварца и биотита. Размер этих участков от 10 *см*^{2} до 1 *м*^{2}.

Минералогический состав гранит-порфиров следующий: вкрапленники калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, пироксена; вторичные: хлорит, эпидот, карбонат, мусковит, алунит; акцессорные: апатит, циркон, монацит, оранжит, наэгит, торит, уранторит и др. Структура пород порфировая, микрогранитовая, микропегматитовая.

Калинатровый полевой шпат. Выделяются три генерации этого минерала: фенокристаллов, основной массы и пустоток пород.

В фенокристаллах калинатровый полевой шпат образует крупные зерна, часто сдвойникованные по (010) и (100). Они соответствуют крипторешетчатому микроклину-пертиту ($\Delta S = 0{,}45—0{,}65$; $\Delta\rho = 0{,}5—0{,}4$;—$2V = 70—80°$), триклинному высокому ортоклазу ($-2V = 50—65°$; $\Delta S = 0{,}15—0{,}52$, $\angle Nm \perp (001) = 8°$), триклинному промежуточному ортоклазу ($\Delta\rho = 0{,}0—0{,}1$; $\Delta S = 0—0{,}1$; $(-)\ 2V = 60°$). Состав калинатрового полевого шпата в кварцевых порфирах и фельзит-порфирах следующий: $Ab_{15}Or_{85}$, в гранит-порфирах $Ab_{22}Or_{78}$ до $Ab_{35}Or_{65}$. Из приведенных разновидностей наиболее распространены микроклин-пертиты, *видимо, интрателлурического происхождения. Среди них различаются* пертиты распада, остаточные и пертиты замещения.

Как видно из изложенного, в фенокристаллах распространены различные структурно-оптические типы калишпатов от триклинного высокого ортоклаза до максимального крипторешетчатого микроклина.

В мезостазисе гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров калишпат резко ксеноморфен, обладает незначительными размерами. Здесь он представлен ортоклаз-криптопертитом и санидином ($-2V = 65—70°$, чаще 50—65°; $\Delta S = 0{,}3—0{,}4$).

Последняя разновидность калинатрового полевого шпата встречается в пустотах породы, ассоциируясь с кварцем, альбитом, нередко

флюоритом, и образует каемки вокруг фенокристаллов. По составу он соответствует также ортоклазу.

Плагиоклазы представлены также двумя генерациями, относящимися к высокотемпературному типу: фенокристаллов и плагиоклазов в мезостазисе пород. Фенокристаллы плагиоклаза образуют сильно серицитизированные, альбитизированные и микроклинизированные зерна размером от 1 до 2,5 *мм*.

Состав плагиоклаза изменяется от андезина до альбита (табл. 52). Андезины приурочены к глубоким (донным) участкам массива, а альбиты и олигоклазы — к его апикальной и краевой частям. В мезостазисе гранит-порфиров и кварцевых порфиров плагиоклаз соответствует альбиту и распространен незначительно.

Кварц встречается в мезостазисе и в основной массе, представлен сильно корродированными зернами.

Таблица 52

Состав плагиоклаза в гранит-порфирах Бабайтагского массива

Номер шлифа	Координаты двойниковой оси			Закон	Номер плагиоклаза	Примечание
	Ng	Nm	Np			
1078а	84	80	12	$\frac{\perp(010)}{001}$	17	Олигоклаз
1018а	6	84	87	$\perp(010)$	12	Альбит
1048а	20	70	87	$\frac{\perp(010)}{001}$	35	Андезин
1021	15	75	87	$\perp(010)$	8—9	Альбит
1002	12	78	86	$\perp(010)$	12	Альбит
1039—2	73	18	84	$\frac{\perp(100)}{010}$	35	Андезин

Пироксен (c:Ng=44°, +2V+58°, Ng—Np=0,20—0,024 авгит) присутствует в виде таблитчатых, короткопризматических зерен размером 0,7—1,2 *мм*. По краям замещается уралитовой роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, карбонатом, которые дают неправильные скопления по зернам авгита.

Амфибол (c:Ng=21°; Ng—Np=0,023 — обыкновенная роговая обманка) образует в фенокристаллах удлиненные, ромбовидные, призматические зерна размером 0,5—2 *мм*.

Биотит (Ng=1,649—1,659) распространен в породах первого импульса незначительно. Занимает промежуточное положение между истонит-сидерофиллитом и аннит-флогопитом. По Трегеру соответствует протолитиониту. Химический состав их приведен ниже.

Элемент	*Номер анализа*	
	10,18	10,37
SiO_2	38,64	35,06
TiO_2	2,37	2,5
Al_2O_3	18,93	17,44
Fe_2O_3	0,78	3,22
FeO	18,36	19,08
MgO	7,70	7,70
CaO	3,21	2,96
Na_2O	1,13	2,06
K_2O	7,23	7,25
F	0,80	0,80
П.п.п.	1,1	0,77
Σ	100,23	99,60

Железистость биотитов соответственно равна 60,0 и 64,4. Характер основной массы, степень ее раскристаллизации находятся в прямой зависимости от фациального положения пород в пределах массива. Центральные части массива (долина р. Джиблана, Каттасай и др.) характеризуются микрогранитовой, микропегматитовой аллотриоморфнозернистой структурой. Фенокристаллы резко преобладают над основной массой. Несколько выше по вертикали (примерно на 200—250 *м*) отмечается комбинация микроаллотриоморфной структуры с микроаплитовой, а при переходе в апикальную часть структуры становятся неравномернозернистыми и переходят в криптокристаллические разности. Количество фенокристаллов здесь резко сокращается, появляются элементы флюидальности. Состав мезостазиса тот же, что и во вкрапленниках: *плагиоклаз, кварц, калинатровый полевой шпат, биотит.*

Таблица 53

Количественно-минералогический состав пород 1 импульса

Порода	Вкрапленники					Основная масса	Акцессорные	Примечание
	Pl	Q	Bi	KSP	Amf			
Флюидальный фельзит-порфир	9,91	11,80	4,1	25,45	0,3	73,90	0,6	Ср. из 6
Кварцевый порфир	9,6	22,32	8,33	42,35	2,81	57,14	0,7	Ср. из 8
Гранит-порфир	10,65	31,17	10,47	57,61	3,7	42,06	1,38	Ср. из 14

В вертикальном разрезе гранит-порфиров Бабайтагского массива происходит изменение количественно-минералогического состава пород снизу вверх: уменьшается содержание салических и увеличивается цветных (табл. 53).

Граносиенит-порфиры бабайтагского и чилтенского типов (второй импульс). Субщелочные породы в пределах рассматриваемого массива распространены незначительно. Они образуют крутопадающие штокообразные тела в южной части массива, лакколиты и неправильные внутриформационные залежи вдоль Чилтенского разлома. По ряду петрографических, геохимических особенностей граносиениты бабайтагского типа отнесены к фациям малых глубин (1,8—2 *км*), а чилтенские сиенит-порфиры — к субвулканической (Далимов, 1967).

Граносиенит-порфиры бабайтагского типа занимают незначительную часть площади названного массива и постепенно переходят в кварцевые порфиры и гранит-порфиры (междуречье рр. Самгран-Каттасай). Обычно это породы красного и серого цвета с крупными фенокристаллами калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, биотита, амфибола и кварца. Кроме них, присутствуют вторичные и акцессорные: хлорит, карбонат, эпидот, апатит, циркон, торит, оранжит, колумбит, монацит.

Структура пород порфировая, гигантопорфировая, основной массы — микролитовая, микроаплитовая, микрогранитовая и аллотриоморфнозернистая.

Калинатровый полевой шпат (29—41%), как и в других рассмотренных порфировых породах, представлен минералами трех генераций: фенокристаллов, основной массы и пустоток породы. В фенокристаллах калинатровый полевой шпат размером 0,5—2 *см* соответствует максимальному микроклину ($-2v=82-84°$; $\Delta S=0,9-1,0$; $\Delta\rho=0,8-0,9$), реже крипторешетчатому микроклину ($-2v=75-80°$; $\Delta\rho=0,8-0,7$;

$\Delta S = 0{,}8—0{,}75$). В основной массе размеры калинатрового полевого шпата 0,1—0,5 *мм*, редко 1,2—1,5 *мм*. По оптическим свойствам относится к высокому ортоклазу ($-2v = 51—63°$; $\Delta S = 0{,}2—0{,}4$; $\Delta\rho = 0{,}3—0{,}2$). В пустотках породы присутствуют единичные лейсты калинатрового полевого шпата, вероятно, относящиеся к санидину или анортоклазу ($-2v = 50—42°$; $\Delta S = 0{,}2—0{,}1$).

Плагиоклаз (10—15%) представлен довольно крупными альбитизированными зернами размером 0,9—2 *мм*. Интенсивно замещается поздним калишпатом, в котором образует пертитовые включения. В фенокристаллах состав плагиоклаза колеблется от андезина (37% An) до олигоклаза (16% An), а в основной массе пород часто преобладают олигоклаз и альбит-олигоклаз (4—8% An).

Биотит интенсивно разложен.

Амфибол (обыкновенная роговая обманка) встречается в виде удлиненно-призматических и ромбовидных зерен размером 0,5—2 *мм*. Плеохроизм отчетливый. Оптические константы следующие: $2v = 60°$; $c: Ng = 19°$; $Ng—Np = 0{,}021$.

Таблица 54

Количественно-минералогический состав сиенит-порфиров

Номер шлифа	Вкрапленники				Основная масса	Коэффициент раскристаллизации
	Кварц	Плагиокл	Кпш	Цветные		
1022, ср. из 3	3,03	15,80	12,00	5,89	58,60	0,6
1023а, ср. из 5	5,02	23,11	9,36	6,25	56,25	0,7

Пироксен представлен единичными короткопризматическими зернами. Интенсивно разложен (c: $Ng = 48°$; $2v = 56°$; $Ng—Np = 0{,}027$).

Сиенит-порфиры чилтенского типа обнажаются в верховьях рек Каттасай, Дукент, Чилтен, образуя мелкие неправильные тела вдоль зоны одноименного разлома. Среди них встречаются многочисленные ксенолиты известняков, плагиоклазовых порфиритов, гранитоидов шайданского типа и т. д.

Макроскопически породы имеют темно-коричневую и розовую окраску, порфировое, реже эвтакситовое сложение и состоят из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, амфибола, пироксена, биотита (табл. 54). Вторичные и акцессорные минералы представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом, апатитом, цирконом, монацитом, флюоритом, сфеном и др.

ЦЕНТРЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЛИПАРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Очаги и центры извержений в исследуемом районе изучены слабо. Общие единичные и очень отрывочные сведения о них имеются в работах Н. П. Васильковского (1952) и Е. К. Кочнева, более подробное на этом вопросе останавливаются В. А. Арапов, В. Н. Ткачев, Н. П. Лаверов, Б. Л. Рыбалов, А. Е. Толкунов и др. Последующая характеристика центров извержений дается по материалам этих авторов с дополнениями Т. Н. Далимова.

В Чилтенской мульде к настоящему времени установлено 6—7 крупных центров извержений.

Такелинский очаг расположен в верхнем течении рек Шавассай и Бышкызылсай. По данным Б. Л. Рыбалова (1957), с приближе-

нием к данному очагу увеличивается крупность пирокластического материала и появляются лавовые образования. На современном эрозионном срезе вулканический конус фиксируется по отложениям сарысиюнской подсвиты оясайской свиты, представленным грубозернистыми туфами и агломератами с обломками кварцевых порфиров, реже гранитоидов и известняков размером от 1—5 до 30 *см*. Пласты этих пород на южных склонах горы Такели падают на юг и юго-восток под углом 25—30°, а на северных склонах — на север и северо-восток и образуют насыпной конус, кратер которого перекрыт лавовыми образованиями более позднего возраста (Лаверов, Рыбалов, Хорошилов, 1962).

На южных склонах горы Такели наблюдаются типичные лавокластические образования, представленные лавобрекчиями с угловатыми обломками фельзитов, туфов, туфолав размером до 25—30 *см*. Цементом этих образований служит девитрифицированное стекло. Начиная от устья Дейшхансая (правый приток Шавассая), по водоразделу его с Шавассаем на южных склонах горы Такели отмечаются наибольшие некковые и дайковые образования, представленные порфиритами среднего и основного состава, туфолавами и лавобрекчиями кварцевых порфиров. Размер этих тел от 30—40 до 150 *м* в поперечнике. Они, вероятно, являются паразитическими аппаратами центрального Такелинского палеовулкана.

Изучив гранулометрический состав обломков, геологическое строение и исходя из большого количества некков на склонах горы Такели, можно сделать вывод, что на площади, ограниченной с запада и северо-запада выходами гранитоидов (бассейн Кызылсая), а с юга — руслом Шавассая, существовал крупный вулканический аппарат центрального типа. Форма и отдельные его фрагменты устанавливаются по выходам вулканогенных пород сарысиюнской подсвиты. Кратерная часть этого палеовулкана в настоящее время залечена туфолавами и лавобрекчиями кварцевых порфиров.

Шавасский очаг извержений расположен юго-западнее горы Большая Такели и западнее горы Каракушхана на левом борту Шавассая и приурочен к сочленению Какрельского, Чилтенского и Каранольского разломов.

Существование палеовулканического аппарата подтверждается тем, что на сравнительно небольшой площади, примерно 16—17 *км*^{2}, наблюдается чрезвычайно большое разнообразие пород: туфов, туфобрекчий, лав, лавобрекчий и порфиритов, имеющих дискордантное залегание, а также большим количеством литифицированного материала, который в различных участках распределяется по разному. Вблизи центров извержений в агломератах обломки находятся в следующем количестве (на 5 *м*^{2} обнажения): размером 30 *см* — 15—18 шт.; 10—30 *см* — 10—12 шт.; 5—10 *см* — 20—25 шт; менее 5 *см*—более 30 шт.

В удалении от центров (верховья притоков Западного Акчасая) средний размер обломков не превышает 1—5 *см*, а количество их падает от 30—35 шт. на 1 *м*^{2} до 10—15 шт.

Чуждый материал в этих породах представлен туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями, порфиритами, несколько реже — гранитоидами и известняками.

Границы вулканической постройки на юге условны и из-за значительного развития здесь мелких некков, даек лавобрекчий неотчетливы. На западе и отчасти на северо-западе эта постройка оконтуривается фрагментами выходов вулканогенно-осадочных пород, которые падают на восток, северо-восток и юг под углом от 25—30 до 60°. На востоке границы маскируются более молодыми пирокластами горы

Каракушхана. По данным вышеотмеченных исследователей (Лаверов, 1962), палеовулкан имеет два крупных сближенных кратера, значительно подвергнутых эрозии. Они в плане грубоовальной неправильной формы и устанавливаются по выходам лавобрекчий и агломератов. Общее направление их северо-восточное.

Площадь развития агломератов южнее Чилтенского разлома несколько больше, чем на севере его. По-видимому, в первом случае мы имеем дело с главной соммой вулкана, а во-втором — с соммами несколько меньших масштабов. Характеризуя форму этого вулкана, указанные авторы пишут: «Вулканический аппарат в целом напоминает огромную кальдеру. Сложная перемежаемость крупных глыб и крутопадающих блоков пород оясайской свиты южнее горы Большая Такели, объясняется интенсивной инъекцией туфолав и лавобрекчий между блоками и последующим их общим проседанием». Внутри предполагаемых кратеров различные грубопирокластические породы (агломераты, кластолавы, лавобрекчии) представлены многочисленными неправильными дайкообразными телами, контакты и выходы которых в плане обладают крайне причудливой формой. Эти образования, согласно классификации Е. Ф. Малеева, относятся к фации некков околожерловой зоны.

В районе гор Мазарджон (2420,3 *м*) и Кызылзов (2001 *м*) (междуречье Карабау—Дукент), по данным геологического картирования, также устанавливается несколько центров извержений. Наиболее крупный из них приурочен к участку, расположенному севернее горы Мазарджон, а несколько меньший — к горе Кызылзов. По данным Н. П. Васильковского (1952), в районе горы Кызылзов некк залечен мясо-красными кварцевыми порфирами и фельзит-порфирами со столбчатой отдельностью, ориентированной радиально-перпендикулярно к стенкам канала. В плане некк неправильной изометрической формы, несколько вытянутой в субмеридиональном направлении.

Очаг, расположенный севернее горы Мазарджон, также имеет в плане изометрическую форму и сложен туфами, туфолавами, лавобрекчиями и агломератами кислого состава. Он приурочен к зоне Куакольского разлома. Как и предыдущие, очаги гор Мазарджон и Кызылзов оконтурены выходами слоистых вулканогенных осадочных пород сарысиюнской подсвиты, падающими на запад и северо-запад под углом 28—35°. Несколько юго-западнее горы Мазарджон отложения этой подсвиты образуют небольшой антиклинальный перегиб.

Вулканический аппарат горы Мазарджон в разрезе имеет отчетливую воронкообразную форму, подстилаемую туфами, туфопесчаниками сарысиюнской подсвиты, перекрываемыми туфами и туфолавами сферолитовых лав (бассейн р. Арсаган), которые в районе вершины Мазарджон в свою очередь перекрываются туфолавами кварцевых фельзит-порфиров розовато-сиреневого и мясо-красного цвета. Для аппарата Мазарджон характерно наличие потоков лавобрекчий и туфолав.

Один из потоков кислых туфолав верхней толщи липаритовой формации отмечается вдоль юго-западного блока Куакольского разлома. По одной из древних промоин он распространяется вниз по склону на несколько метров и последовательно перекрывает породы липаритовой формации (Лаверов и др., 1962).

Другой поток аналогичного состава движется от горы Мазарджон в сторону современной долины Карабау.

Такие же очаги извержений отмечаются исследователями в районе горы Курганташ, в зоне сочленения Куакольского разлома и горы

Каракушхана. Вокруг них наряду с крутопадающими телами туфолав и лавобрекчий расположены пологозалегающие потоки лавобрекчий.

В Карабашской мульде вулканическая деятельность в пермотриасовое время протекала менее активно и в несколько меньших масштабах, о чем свидетельствует небольшая (1000 *м*) по сравнению с Чилтенской мульдой мощность вулканогенных образований. Исследованиями Н. П. Васильковского, А. Е. Кочнева, А. Е. Толкунова и нашими установлено пока лишь два крупных центра извержений: один — в районе горы Агата, другой — в зоне Чибаргатинского разлома. Основанием для выделения очага извержений в районе горы Агата послужило наличие туфобрекчий в этом районе и кольцеобразное расположение выходов обсидианов, которые, согласно Е. А. Кочневу, могли являться фрагментами различных небольших потоков кислой магмы. Однако это не подтверждается имеющимися данными по геологическому строению горы Агата (Богомольный, Далимов, 1964, 1966).

На севере очаг извержений оконтурен главным швом Чибаргатинского разлома.

В пределах Карабашской мульды, по данным Н. П. Васильковского, расположен еще один вулканический аппарат (Наугескенский), пока неизученный.

В Кураминском хребте В. Н. Ткачевым и др. (1958, 1960), Ю. С. Шихиным и др. (1963) и нами (1965) установлено несколько центров извержений. Наиболее крупный из них расположен в урочище Пистали (правый берег р. Лашкерек), в зоне сочленения двух разрывных нарушений — Северного и Центрального Писталисайского разломов. Общая площадь его равна 0,7 *км*²*. С юга контролируется Южно-Писталисайским разломом. Жерловина выполнена агломератами и литокристаллокластическими туфами липарито-дацитового состава. Обломочный материал в жерле расположен беспорядочно. Размер отдельных глыб достигает 20—30 *м* в поперечнике. С вмещающими покровными образованиями жерловина имеет крутые контакты (80—90°).

Приконтактовая зона жерла сложена туфолавой фельзитового порфира светло-зеленого цвета. Флюидальность направлена вниз по плоскости контакта. Центральная часть аппарата выполнена сиреневыми литокластическими туфами липарито-дацитового порфира и их туфобрекчиями, в которых отмечаются линзы туфоконгломератов, располагающиеся в восточной и южной частях описываемого вулканического аппарата. Туфоконгломераты состоят из галек и порфиритов андезито-дацитовой формации.

Описываемые туфы обладают массивной текстурой, связующая масса их в большинстве случаев пепловая и фельзитовая. В центральной части жерла связующая масса характеризуемых пород интенсивно раскристаллизована и микроскопически очень напоминает интрузивную породу. Количество связующей массы здесь очень маленькое (5—10%). В Центральной части жерла в составе пород появляются совершенно чистые кристаллы биотита, интенсивно плеохроирующие от буро-коричневого (Ng) до светло-коричнево-желтого (Np). Количество биотита в составе туфов по направлению к центру жерла заметно увеличивается. Кристаллокласты в породе состоят из плагиоклаза (№ 33—40, 2v=80—85°, степень упорядоченности по А. С. Марфунину 0,5—1), кварца, биотита, реже калишпата (—2 V=70°, ΔS=0,65).

---

* Характеристика приводится по данным В. Н. Ткачева с дополнениями М. Х. Кадырова.

Из акцессориев отмечаются циркон, апатит. Обломки пород разнообразной формы, часто бесформенные, угловатые, состоят из различных туфов, порфиритов, диабазов, размер их до 3 *мм*. В центральной части жерла обломки пород почти полностью отсутствуют (на 1 $м^2$ обнажения приходится 3—5 обломков). По типу они соответствуют ксенолитам и гемогенным включениям. Первые состоят из порфиритов, сланцев, реже гранитоидов, вторые — из литокристаллокластических туфов кварцевого порфира того же состава, что и вмещающие их породы.

Аналогичные по строению и слагающим их породам, но гораздо меньшего размера очаги извержений отмечены В. Н. Ткачевым и др. (1958) на водоразделах рек Янгоклы—Кашкасай и Янгоклы—Лашкерек. Форма их в плане овальная, размеры до 80—100 *м*. Они располагаются в зоне Южно-Писталисайского разлома, играющего, по-видимому, главную роль в их формировании.

На южных склонах Кураминского хребта в бассейне установлено несколько небольших вулканических жерл, тесно приуроченных к зонам тектонических нарушений. В плане они характеризуются неправильными очертаниями, размер их до 200—250 *м*, заполнены розовыми фельзит-порфирами. В пространстве ограничены тектоническими нарушениями.

В пределах Юго-Западного Карамазара (гора Каптархана в Такели) Ю. С. Шихиным и др. (1963) отмечается секущее тело флюидальных липаритовых порфиров, которое рассматривается ими как центр эрупции. Форма тела, по их данным, вытянутая, длина 450 *м*, ширина 50—70 *м*. Контакты жерловины с вмещающими их липаритовыми порфирами покровной фации—рвущие. Сложена жерловина липаритовыми порфирами розовато-коричневого цвета, состоящими из основной витрофировой массы и кварца, редко обесцвеченного биотита.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Установлены крупные центры извержений:

Токалинский (гора Большая Токали, верховья Шавассая) и Шавассайский (на сочленении Чилтенского, Каранкольского и Кокрельского разломов; Лаверов и др.); несколько меньших масштабов Мазарджонский, Кызылзовский, Каракушханинский, Курганташский; в сочленении Куакольского разлома с Чайлисайским; в зоне сочленения Чилтенского разлома с Куакальским; Агатинский, Писталисайский, Такелинский и др. (Кураминский хребет).

2. В Юго-Западном Чаткале все вулканические центры, за исключением Агатинского, находятся в пределах Чилтенской мульды. Этим объясняется чрезвычайно сложная стратиграфия вулканогенных образований липаритовой формации этого региона.

3. Почти все отмеченные палеовулканы расположены на периферии мульд, и наличие их в большинстве случаев устанавливается по породам сарысиюнской подсвиты, которые как бы оконтуривают вулканические аппараты (горы Такели, Мазарджон и др.).

4. Из вулканов выбрасывался в основном пирокластический материал (пирокластические потоки и раскаленные лавины), в результате чего в обеих мульдах накопились мощные толщи игнимбритов.

5. Расположением центров извержений подтверждается вывод отдельных исследователей о тесной зависимости центров извержений и зон крупных разломов.

Глава VI

ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ПЕРМОТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА

В юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня выявлено несколько выходов верхнепалеозойских щелочных эффузивов. Впервые эти породы обнаружены в Средней Азии в 1928 г. Они известны в западных отрогах Таласского Алатау, в бассейне р. Даубаба и выделены в эффузивно-гипабиссальную ассоциацию щелочных базальтоидов, включающих в себя щелочные базальтовые порфириты, эпилейцитовые тефриты, лейцититы и разнообразные щелочные и субщелочные породы (Абдрахманов, 1965; Молчанова, 1966; Орлова, 1959).

В северной части Кураминской структурно-фациальной подзоны, в пределах хребта Каржантау, щелочные вулканогенные породы выявлены в бассейне р. Уя и впервые детально изучены автором настоящей работы (хотя существуют сведения о наличии их в бассейне р. Бадам: Карпова, 1957).

В западной оконечности и южном склоне Чаткальского хребта щелочные магматические образования выявлены в районах Бричмуллы (Мушкин, Колесник, 1968), верховьев рек Карабау (Мушкин, 1966), Шавассая (Ахмедулин и др.), а также селений Гава и Адрасман (Соловьев, Ткачев, 1968). Эти районы в настоящей работе охарактеризованы очень кратко и в той мере, какая необходима для получения сравнительной характеристики. В основу главы положен новый фактический материал, полученный автором при изучении щелочных базальтоидов хребта Каржантау. Эти данные публикуются впервые, поэтому излагаются более подробно.

Сравнение указанных комплексов с другими проявлениями щелочного вулканизма Чаткало-Кураминских гор и сопредельных районов (западные отроги Таласского Алатау) показало большое сходство в их петрографическом составе, петрохимии, близость их во времени, а также приуроченность к определенным типам тектонических структур. Все эти черты позволили объединить щелочные вулканические проявления перми и триаса в единую формацию щелочных базальтоидов Кураминской подзоны и дать ее общую характеристику.

Щелочные базальтоиды бассейна р. Уя слагают различные по условиям формирования (фациальности) и составу щелочные магматические породы. По условиям формирования они могут быть разбиты на три группы (фации): субвулканическую, жерловую и лавовую. Контур их выхода вытянут в субширотном направлении в виде межпластовых секущих тел и совпадает с очертаниями уинской синклинали, в пределах юго-западной ее части.

Субвулканическая фация. *Оливин—пироксеновые трахибазальтовые порфириты* (абсарокиты), выявлены в русле Уясая в месте пересечения Мештассая и Кызылбулаксая. Они представляют собой межпластовую залежь мощностью до 150 *м* и протяженностью около 600 *м*, темно-зеленого цвета. В плотной основной массе присутствуют беспорядочно ориентированные фенокристаллы черно-зеленого пироксена.

Основная масса микрозернистая, микролитовая, состоит из микролитов плагиоклаза (0,2—0,3 *мм*), зерен пироксена (0,05—0,1 *мм*), небольшого количества ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата и скопления рудного вещества.

Плагиоклаз основной массы образует лейсты (0,5—0,35 *мм*, чаще всего — 0,2—0,3 *мм*). Встречаются лавы с более крупными выделениями плагиоклаза (0,8 *мм*). Они характерны для трахибазальтов с микродолеритовой структурой. Плагиоклаз обычно не измененный, прозрачный, с хорошо выраженным двойниковым строением чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам. Содержание анортитовой молекулы плагиоклаза колеблется от 50—58 до 100% (табл. 55).

Калинатровый полевой шпат заполняет промежутки между микролитами плагиоклаза и образует вокруг них каемки. Вместе с ним в интерстициях часто присутствует анальцим в виде бесцветных изотропных зерен со светопреломлением меньшим, чем у калиевого полевого шпата. В отличие от свежих прозрачных полевых шпатов анальцим подвергся изменению, стал мутным, буроватым.

Пироксен основной массы представлен двумя разновидностями. В трахибазальтах с интерсертальной структурой, в которых наблюдается бледно-зеленый титанистый авгит (*c*: Ng=49°, 2 V=56°) в виде призматических кристалликов (до 0,1 *мм*); железистым авгитом (*c*: Ng=43—45°, 2 V=56—58°), встречающимся в трахибазальтах с долеритовой структурой и образующим относительно крупные (до 0,3 *мм*) ксеноморфные зерна с пойкилитовыми врастками плагиоклаза.

Магнетит присутствует в виде мелких неправильных или кубических зерен, равномерно рассеянных по всей породе или изредка образующих небольшие скопления, окруженные пленками бурых гидроокислов железа.

Фенокристаллы представлены эгирин-авгитом, оливином, редко плагиоклазом.

Эгирин-авгит (Ng—Np=0,032—0,034; Np>Ng, *c*: Ng=60—96°) — идиоморфные коротокостолбчатые или слегка вытянутые по (001) кристаллы. В некоторых из них наблюдается ясная зональность, обусловленная более интенсивной окраской в периферической части по сравнению с центральной. Для них характерна призматическая спайность, простые двойники. Размеры зерен варьируют от 0,2—0,3 до 2—3 *мм* в поперечнике. Минерал слабо окрашен в зеленоватые, желтовато-зеленоватые и бесцветные тона, слегка плеохроирует по схеме Np > Ng.

Оливин (2—3%) имеет ромбические, иногда округлые очертания. В некоторых зернах наблюдаются слабо выраженные системы спайности по (010) и (001), что является характерной чертой оливинов эффузивных пород. По оливину развиваются бледно-зеленоватый серпентиноподобный агрегат, карбонат и рудное вещество.

Жерловая фация. В верховьях правого притока р. Уя Акташсая в 0,5 *км* от места пересечения Угамского и Дудесайского разломов выявлена древняя жерловина вулкана с дайкообразным субвулканиче-

Таблица 55

Оптические свойства и состав фенокристаллов плагиоклазов базальтоидов пермо-триасового возраста (хр. Каржантау)

Фация	Порода	Номер шлифов	Координаты двойниковой оси			2V	Плоскость срастания	Закон двойникования	Номер плагиоклаза		
			Ng	Nm	Np				по диагр. В. В. Никитина	по диагр. А. Марфунина	по высокотемпературным кривым
Субвулканическая	Оливин-пироксеновые порфириты (абсарокиты)	711	37	96	57	—78	(001)	⊥(001)	100		100
		800	57	79	36	—	(001)	⊥[001]	74	—	63
		52	38	56	76	+85	(010)	⊥(010)	58	58/0,00	54
Жерловая	Лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов	104	46	51	70	—60	(001)	⊥[010]	70	—	55
	Псевдолейцитовые тефриты	152	72	27	70	+76	(010)	⊥[001] / (010)	80		70
	Эпилейцитовые порфириты — — шошониты	120	50	48	68	—88	(001)	⊥[010]	65		55
		39	72	34	61	+82	(010)	⊥[001] / (010)	66	—	59
		376	36	62	63	—	(010)	⊥(010)	68	—	59
Лавовая	Роговообманковые трахиандезитовые порфириты	132	75	47	48	+83	(010)	⊥[001] / (010)	53	51/0,25	48
		121б	28	63	84	+80	(010)	⊥(010)	50	46/0,50	42
	Витрофировые эпилейцитовые порфириты	133	56	37	77	+88	(001)	⊥[010]	50		45
		707	77	45	46	—83	(010)	⊥[001] / (010)	52		48
Пирокластическая	Кристаллокластические туфы эпилейцитовых порфиритов	371	49	80	43	—74	(110)	⊥(110)	43		32
		131	20	70	89	—81	(010)	⊥(010)	39	34/0,50	—

ским ответвлением, именуемая нами Уинской. Здесь она имеет наибольший раздув (до 250 *м* в поперечнике), неправильную, но близкую к овальной, вытянутую вдоль разлома форму. Этот вулканический аппарат в вертикальном разрезе имеет конусообразную форму (рис. 37). Контакты некка с вмещающими породами обычно крутые,

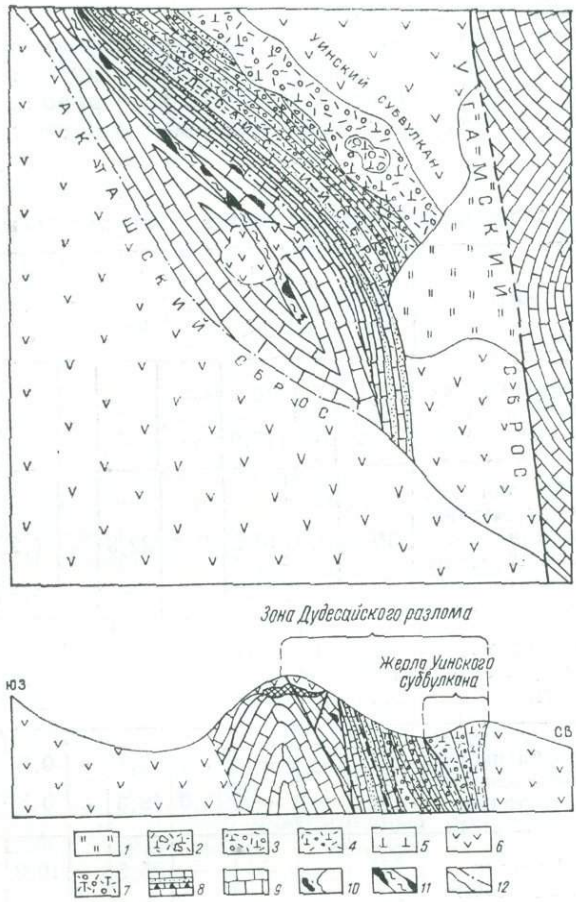


Рис. 37. Схема геологического строения, размещения рудных тел Дудейсайского медно-флюоритового месторождения и Уинского субвулкана (составил К. Рахманов).

1 — четвертичные отложения; *2* — крупнообломочные туфы, лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов; *3* — среднеобломочные туфы эпилейцитовых порфиритов; *4* — мелкообломочные туфы эпилейцитовых порфиритов; *5* — лавы эпилейцитовых порфиритов; *6* — флюидальные туфы кварцсодержащих фельзитов; *7* — туфоконгломераты; *8* — *переслаивающиеся тонкослонстые* известняки, туфопесчаники и песчаники; *9* — известняки, визе; *0* — *флюоритовые тела*; *11* — *12* — зоны разломов.

четкие, с небольшими зонками закалки (до 3 *м*). Краевая часть жерла сложена мелкообломочными (0,1—0,5 *см* и более) лавобрекчиями и туфами разного состава: туфопесчаниками, фельзитовыми порфирами, эпилейцитовыми порфиритами и мелкими ксенолитами коричневатых порфиритов. Обломочный материал составляет 5—10% общего объема породы. Цемент обладает флюидальной текстурой, отчетливо проявлен-

ной на границе обломков и представленной гиалопилитовой, стекловатой основной массой, интенсивно карбонатизированной и ожелезненной. Далее по направлению к центру жерла встречаются эруптивные брекчии и туфобрекчии, состоящие из относительно крупных (0,2—0,5 *м* в сечении) обломков порфировых и афировых разностей анальцим-ортоклазовых базальтов, сцементированных пирокластикой. Для этих образований характерна брекчиевая текстура.

Особенностью жерла является повышенное количество обломочного материала в приконтактовых зонах и увеличение их размеров от периферии к центру. В центральной части этого тела породы имеют полнокристаллическую структуру с незначительным количеством реликтов

Таблица 56

Количественно-минералогический состав щелочных базальтоидов

Фация	Порода	Номер шлифов	Оливин	Пироксен	Роговая обманка	Плагиоклаз	Калишпат	Эпилейцит	Карбонат	Рудный минерал	Основная масса
Субвулканическая	Оливин-пироксеновые порфириты (абсарокиты)	711	2,8	16,3	—	1,8	—	—	3,5	10,6	65,0
		800	3,8	26,4	—	—	—	—	2,8	3,7	63,3
		52	0,9	17,9	—	—	—	—	3,9	1,8	75,5
Жерловая	Лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов	1046	0,8	13,2	0,8	22,8	—	1,2	2,8	3,4	55,0
	Псевдолейцитовые тефриты	152	—	18,9	—	—	—	9,4	0,8	8,2	61
Лавовая	Эпилейцитовые порфириты—шошониты	39	2,3	12,6	0,8	30,5	0,3	1,8	0,3	6,5	44,9
		120	1,8	14,8	0,6	25,6	0,4	1,2	0,6	7,8	47,2
		376	2,8	16,7	0,7	21,7	0,4	1,4	0,9	4,5	52,3
	Роговообманковый трахиандезитовый порфирит	132	—	—	15,0	20,7	—	0,5	0,2	6,5	57,1
		121	—	—	12,0	19,3	—	0,8	1,8	5,3	60,8
	Витрофировые эпилейцитовые порфириты	133	—	—	—	25,6	—	10,0	1,2	1,2	62,0
		707	—	—	—	30,2	—	5,0	1,6	0,8	62,4

разложенного стекла и хорошо выраженными таблитчатыми формами фенокристаллов плагиоклаза. Ближе к зоне эндоконтакта (в висячей части жерла) с вмещающими толщами структура их становится гиалопилитовой и витрофировой с менее выраженными вкрапленниками плагиоклаза и, как правило, с флюидальностью.

Псевдолейцитовые тефриты развиты в северо-восточной части Уинского жерла. Они характеризуются наличием авгита и псевдолейцита в порфировых выделениях и стекловатой основной массой, интенсивно пропитанной рудным веществом. Количественно-минералогический состав их следующий: основная масса — 61,0%, псевдолейцит — 9,4%, пироксен — 18,9% (табл. 56).

Фенокристаллы псевдолейцита представлены округлыми, удлиненными или полиэдрическими кристаллами микрозернистых агрегатов ортоклаза, альбита и карбоната. В отдельных случаях карбонат целиком развивается по кристаллам псевдолейцита. Размеры его резко варь-

ируют от долей до 1,5—2 *мм* в сечении, обусловливая порфировую структуру породы.

Крупные кристаллы псевдолейцита отчетливо индивидуализированы и сохраняют изометричные, близкие к округлым, формы. Мелкие, как правило, группируются в гломеропорфировые сростки, утрачивая кристаллографические свойства. Кроме того, псевдолейцит образует обособленные участки сростков, включающих как основную массу, так и фенокристаллы авгита.

Авгит бесцветный до светло-зеленого, слабо плеохроирующий, образует идиоморфные, изометричные, призматические кристаллы с хорошо образованными простыми двойниками. Большинство кристаллов авгита (1,8—2,5 *мм*) обладает следующими оптическими свойствами: 2v=46—48°; *c* Ng=42—44°; Ng—Np=0,020—0,021. Они обрастают по краям скоплениями мелких изометричных кристалликов псевдолейцита.

Бомбы эпилейцитовых порфиритов. Околожерловая фация Уинского субвулкана занимает небольшую площадь. Она представлена небольшим горизонтом вулканических бомб эпилейцитовых порфиритов (от 0,3 до 0,5 *м* в поперечнике), расположенных на склонах жерла вулкана в радиусе 200—300 *м*.

Внешне они очень плотные, округлые, но чаще эллипсоидальные, темно-зеленого цвета, с типичной «коркой хлеба», толщина которой колеблется от 0,5 — до 1 *см*.

Основная масса сложена табличками плагиоклаза (0,02—0,01 *мм*), создающими трахитоидную структуру. В интерстициях между ними наблюдаются изометричные выделения слаборазложенного пироксена, оливина, стекла, и ксеноморфных зернышек калишпата.

Фенокристаллы пироксена (10,2%) образуют вытянутые по (001) идиоморфные кристаллы (2—5 *мм*). В некоторых из них наблюдается ясная зональность, обусловленная более интенсивной окраской периферической части, чем центральная. По оптическим константам (*c* Ng=52°; 2v=70°; Ng—Np=0,020) они относятся к диопсид-авгиту.

Вкрапленники плагиоклаза (8,4%) соответствуют лабродору и представлены таблитчатыми полисинтетическими призматическими кристаллами (5,2×0,3 *мм* и более).

Оливин присутствует в виде идиоморфных призматических ромбовидных кристаллов с правильными гранями и типичными для него поперечными и продольными трещинками, по которым наблюдается серпентинизация.

Фенокристаллы эпилейцита представлены округло-полигональными кристаллами (0,1—0,5 *мм*), образующими гломеропорфировые сростки. Они, как правило, замещены псевдоморфозами карбоната, альбита, ортоклаза, серицита, с обильными включениями апатита. Эпилейцит обычно целиком сосредоточен в основной массе и вследствие этого макроскопически неразличим, в редких случаях встречается в виде вкрапленников. В основной массе образует округлые мелкие зерна, причем некоторые из них хорошо различимы. Для лейцитов характерны восьмиугольные разрезы. Они также замещены псевдоморфозами других минералов.

Апатит очень распространен (1—1,5%) и образует хорошо ограненные призмочки (особенно по псевдоморфозам карбоната), часто включенные в магнетит, пироксен, оливин, эпилейцит. Размеры апатита колеблются от 1 до 5 *мм* в длину.

Эффузивная (лавовая) фация. Пироксен-плагиоклазовые трахиандезитовые базальты (шошониты). Среди этой

фации по минералогическому составу выделяются три разновидности шошонитовых порфиритов: пироксено-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и флюидально-витрофировые эпилейцитовые порфириты.

Описываемые образования представлены резко порфировыми породами, содержащими в сиреневой плотной основной массе крупные (1—2 *см* длиной) хорошо образованные таблитчатые вкрапленники розового полевого шпата.

Основная масса (45—62%) состоит из тонких, часто изогнутых лейст щелочного полевого шпата (калишпата), микролитов плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла и обладает трахитоидной, микролитовой и витрофировой структурой. Магнетит образует изометрические зерна (0,05—0,15 *мм*) или хорошо ограненные кристаллики. Кроме того, в основной массе отмечаются округло-полигональные разрезы минерала (от 0,01—0,02 *мм*) с очень низким показателем преломления. Обычно они буроватые, золотисто-розоватые благодаря дисперсионному эффекту, совершенно изотропны, или обладают очень слабым двупреломлением. Свойства этих включений и общий характер породы подтверждают предположение о том, что это мельчайшие кристаллики эпилейцита. Они, как правило, полностью замещены цеолитами, ортоклазом и вторичным альбитом.

Вкрапленники андезина и лабродора (30—45%) имеют форму табличек (2,0—3,0 *мм*). Для фенокристаллов пироксена (7—12%) характерна ромбовидная и восьмиугольная форма среза (0,4×0,5 *мм*). Минерал светлой, зеленоватой или зеленовато-бурой окраски. По оптическим константам $c\ Ng = 48—52°$; $2v = 52—56°$ близок к эгирин-авгиту.

Фенокристаллы оливина (0,6×0,3 *мм*) составляют 2—3% объема породы. Они ромбовидной, гексагональной формы, полностью замещены агрегатом хлорита, кальцита и серпентиноподобного вещества.

Амфибол (керсутит). Плеохроизм: Np — светло-желтовато-бурый, Nm — красновато-бурый, Ng — темно-красно-бурый; $c\ Ng = 6—6,5°$; $2v\ Np = 72°$. Показатели преломления: по Np — 1,670, Ng — 1,700, Ng—Np=0,020, Согласно В. С. Трегеру (1958), он соответствует керсутиту. Акцессории представлены апатитом (1—1,5%), а также магнетитом. Длина самых крупных кристаллов апатита достигает 0,2—0,3 *мм*. Преобладают более мелкие (0,01—0,1 *мм*), игольчатые, вытянутые по длинной оси. Судя по присутствию фтора, описываемые акцессорные апатиты принадлежат к группе фтор-апатитов и характеризуются умеренным (до 0,4%) содержанием лантаноидов.

Роговообманковый трахиандезитовый порфирит. Представляет собой порфировую породу, содержащую в гиалопилитовой основной массе вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки.

Плагиоклаз (2—3 *мм*) в разрезах, перпендикулярных (0,21), обладает очень четкой двойниковой полосчатостью. При измерении на федоровском столике получены следующие константы: $Np = 77°$, $Ng = 56°$, $Nm = 37°$, № 50, закон (021).

Роговая обманка (15%) образует идиоморфные призматические и ромбовидные кристаллы (0,8×0,6 *мм*). Плеохроизм от травяно-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np, $c\ Ng = 9°$. Согласно В. С. Трегеру (1958), соответствует рениту, который связан только с щелочными базальтами. Ромбовидные кристаллы оптически положительны, угол 2v небольшой. Обладают сильным плеохроизмом и адсорбцией до полного поглощения света, по Np — светло-красно-коричневый; Nm — темно-каштаново-коричневый; Ng — темно-коричневый; $c\ Ng = 47°$,

$2v=48°$ ($Ng>Nm>Np$). Согласно В. С. Трегеру, соответствует энигматиту.

Таким образом, роговая обманка относится к щелочным амфиболам. Во всех эффузивах она подвергнута процессам опацитизации, за исключением щелочных (Лодочников, 1955). Это свидетельствует о щелочности рассматриваемых эффузивных пород. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

Витрокластические эпилейцитовые порфириты темно-коричневые, порфирового сложения, основная масса стекловатой, реже трахитоидной структуры. В ней, а также в виде порфировых выделений (0,1—0,3 *мм*) отмечаются мелкие и крупные овоиды лейцита, полностью замещенные цеолитами, ортоклазом, альбитом, карбонатом.

Эпилейцит (5—10% общего объема породы) представлен многочисленными округлополигональными кристаллами размером 0,1—3,0 *мм*. Они образуют гломеропорфировые сростки (2—4 *мм*). Иногда встречаются изотропные кристаллы, но некоторые участки характеризуются очень слабым двупреломлением. Многие кристаллы эпилейцита совершенно оплавленны и очень редко наблюдается хорошо выраженная форма тетрагон-триоктаэдра. В периферической части кристаллов отмечается светлая полоска толщиной 0,02 *мм*, состоящая, очевидно, из лейст филлипсита, ориентированных перпендикулярно граням лейцита и образующих радиально-лучистые агрегаты. Знак главной зоны положительный. Изредка наблюдается поперечная спайность, $c\ Ng=10—15°$, $Ng—Np=0{,}0033—0{,}004$, $2v=60—70°$. Кроме лейстов филлипсита, встречаются сноповидные агрегаты — пучки тончайших игл радиально-лучистого шабазита с крайне слабым двупреломлением — 0,002. Удлинение отрицательное. Показатель преломления низкий — 1,420.

Фенокристаллы плагиоклаза (25—30%) образуют вытянутые таблитчатые формы (6,0×2,0 *мм*), полностью серицитизированы, слабо карбонатизированы с простыми и полисинтетическими двойниками. Измерения показывают, что они по составу соответствуют лабрадору.

Трахитовый порфирит состоит из фенокристаллов плагиоклаза, калишпата, опацитизированного биотита и рудной пыли. Основная масса трахитовая, трахитоидная и гиалопилитовая.

Плагиоклаз наблюдается в виде гипидиоморфных таблитчатых и призматических кристаллов (0,1×0,3 *мм*).

Калишпат образует редкие пелитизированные таблитчатые зерна (0,4×0,3 *мм*); $Ng=1{,}525$; $Np=1{,}519$, двупреломление 0,006, $2v=10—40°$.

Темноцветный минерал представлен единичными опацитизированными зернами с включениями игольчатого апатита и магнетита.

Эксплозивная фация. Туфы трахиандезитовых порфиритов входят в состав вулканогенной толщи, переслаиваются с подчиненными прослоями порфиритов этого же состава. Встречаются мелкообломочные, средне-и крупнообломочные разности. Они обладают кристаллокластической и литокристаллокластической структурой. Размер обломков 0,3—2,5 *мм*, чаще 0,5—1 *мм*, состоят из плагиоклаза, реже пироксена и эффузивных пород, главным образом базиса, иногда с фенокристаллами порфиритов трахиандезитового состава. Обломки цементированы тонкокристаллической, иногда слабополяризующей массой.

Плагиоклаз встречается в виде осколков (0,5—1,5 *мм*). Состав их по углу максимального симметричного погасания в зоне $\perp$ (010) определяется как андезиновый (№ 40).

Пироксен образует обломки размером от 0,5 до 2 *мм*. Зерна бесцветные с хорошо выраженной спайностью в одном направлении.

Угол *c* Ng=64°, Ng—Np=0,028, 2v=68°. На основании этих данных пироксен определяется как эгирин-авгит.

Магнетит присутствует в виде пылевидной вкрапленности основной массы эффузивных обломков. Хлорит (пеннин) замещает плагиоклаз и пироксен, развивается в виде мелкочешуйчатых скоплений и сплошных масс в цементе туфов. Окрашен в светло-зеленый цвет, слабо плеохроирует от светло-зеленого по Np до светло-желто-зеленоватого по Ng.

Туфы трахитового состава, представляют собой темно-серую, иногда сиреневую породу с массивной текстурой. Основная масса состоит из спекшегося светло-бурого материала с микролитами щелочных полевых шпатов, чешуйками биотита и зернами рудного минерала. Среди обломков и осколков преобладают зерна серицитизированного плагиоклаза (0,8×0,1 *мм*), погруженные в стекловидную массу, которая местами разложена в агрегат вторичных продуктов: хлорит, эпидот, рудный минерал. Главной составной частью являются обломки плагиоклаза (40%). Несколько меньше (10—30%) в туфах обломков порфиритов и вулканического стекла.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Для изучения химизма щелочных эффузивов мы использовали 10 полных силикатных анализов. Химический состав абсарокитов исследован по образцу № 711. При сравнении числовых характеристик этой породы и абсарокитов из Абсарока-Рейдж (Йеллоустонский парк) устанавливается их близкое сходство (Заварицкий, 1950).

Порода	*a*	*c*	*b*	*s*
Плагиоклаз-пироксеновый порфирит (абсарокит), р. Уя, хр. Каржантау	10,6	5,4	25,0	58,8
Абсарокит (Йеллоустонский парк)	11,4	3,7	25,7	59,2

Таблица 57

Химический состав шошонитов

Окислы	*Шошонит*			
	бассейн р. Уя, хр. Каржантау	по Дэли (1926)	Йеллоустонский парк, США (Jddings, 1895)	
SiO_2	51,24	53,56	53,49	50,06
TiO_2	0,92	0,82	0,71	0,51
Al_2O_3	16,24	17,88	17,19	17,00
Fe_2O_3	8,37	4,51	4,73	2,96
FeO	0,99	3,05	3,25	5,42
MnO	0,11	0,07	0,14	0,14
MgO	4,64	3,62	4,42	3,61
CaO	8,40	6,45	6,40	8,14
Na_2O	3,00	3,41	3,23	3,53
K_2O	3,43	3,76	3,86	3,40
P_2O_5	0,28	0,55	0,43	0,66
SO_3	—	—	—	—
П.п.п.	0,41	2,32	2,17	4,85
H_2O	0,70	—	—	—
Сумма	99,75	100,00	—	100,28

Изучая химический состав шошонитов, мы анализировали обр. № 120 (табл. 57). Порода характеризуется средним содержанием крем-

Химический состав щелочных базальтоидов пермо-триасового возраста (хребет Каржантау)

Автор анализа и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	Окислы, %														
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	$-H_2O$	$+H_2O$	П.п.п.	Σ
К. Рахманов (1966), 711	*Пироксен-плагиоклазовый порфирит (абсарокит)*	Хр. Каржантау, р. Уя	48,39	0,68	15,18	6,67	3,05	0,16	7,12	8,51	2,23	3,75	0,37	0,47	—	—	3,54	100,83
800	*То же*	Там же	46,82	1,00	18,78	5,96	4,00	0,12	7,56	7,70	2,35	2,85	Сл.	0,00	0,34	—	1,96	99,44
56-у	Лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов	„	50,68	1,42	17,92	5,86	0,85	0,09	3,37	6,60	4,71	2,89	0,37	2,88	0,26	—	1,62	99,52
104 б	Бомбы эпилейцитовых порфиритов	„	49,66	1,31	18,15	5,22	2,51	0,14	5,10	7,00	2,69	3,49	0,50	3,04	1,20	—	0,00	100,01
120	Эпилейцитовый порфирит (шошонит)	„	51,24	0,93	16,22	8,37	0,99	0,11	4,64	8,40	3,00	3,43	0,42	1,30	0,7	—	—	99,75
46-у	Эпилейцитовый порфирит	„	49,70	0,88	17,79	9,15	2,03	0,13	4,78	5,40	3,58	3,80	Сл.	1,29	0,26	—	1,21	100,00
707	Витрофировый эпилейцитовый порфирит	„	55,88	0,90	18,54	5,00	0,00	0,03	3,90	0,60	3,64	4,17	0,38	3,17	0,88	2,45	—	99,66
39-у	*Эпилейцитовый порфирит*	„	52,32	1,06	20,46	5,47	1,02	0,08	3,36	6,10	3,13	3,01	Сл.	2,32	0,38	—	1,42	100,13
133	Эпилейцитовый порфирит (*роговообманковый*)	„	56,57	0,77	20,44	5,16	0,40	0,04	1,95	3,30	3,86	3,33	0,45	2,31	0,82	—	0,57	99,97
62-у	Эпилейцитовый таблитчатый порфирит	„	54,16	1,00	19,30	5,12	0,26	Сл.	2,50	4,50	4,04	3,25	Сл.	4,24	0,54	—	1,32	100,23
Н. П. Васильковский, 3	Палеотрахит	„	56,50	0,72	16,29	5,09	4,19	0,17	1,92	4,00	4,71	2,47	0,17	—	0,42	—	0,88	99,53

Продолж. табл. 58

Автор анализа и номер пробы	Порода	Место взятия пробы	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
			a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*n'*	*c'*	*t*	φ	*Q*	$\frac{a}{c}$
К. Рахманов (1966), 711	Пироксен-плагиоклазовый порфирит (аосарокит)	Хр. Каржантау, р. Уя	10,6	5,4	25,0	58,8	12,6	35	50	47	13,5	1,1	21	—12,0	1,9
800	То же	Там же	9,7	8,4	24,4	57,3	—	38,0	55,0	55	0,2	1,6	21	—13,0	1,1
56-у	Лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов	„	15,6	5,0	16,1	63,0	—	39	38	71	22	2,0	33,6	— 9,9	3,0
104 б	Бомбы эпилейцитовых порфиритов	„	11,9	7,1	18,9	62,0	—	39	49	54	10,6	1,9	26	— 8,8	1,7
120	Эпилейцитовый порфирит (шошонит)	„	11,9	5,2	21,8	61,0	—	38	36	57	24	1,0	34	— 6,9	2,2
46-у	*Эпилейцитовый порфирит*	„	14,0	5,5	20,1	60,2	—	50	42	59	6,7	1,3	40	—12,9	2,5
707	Витрофировый эпилейцитовый порфирит	„	14,1	0,7	20,0	64,8	45	21	33	56	—	1,0	21	18,2	2,0
39-у	Эпилейцитовый порфирит	„	12,2	2,1	13,5	66,0	9,8	45	45	60	—	1,4	37	— 0,3	1,2
133	Эпилейцитовый порфирит (роговообманковый)	„	13,6	4,2	14,7	67,4	43	33	22	64	—	0,9	30	3,5	3,2
62-у	Эпилейцитовый таблитчатый порфирит	„	14,7	5,9	11,1	68,1	13,4	44	41	65	—	1,4	43	+ 1,1	3,0
Н. П. Васильковский, 3	Палеотрахит	„	14,7	14,7	13,2	68,8	—	67	25	73	7,6	0,9	34	6,6	3,6

некислоты, довольно высоким — глинозема, умеренным — окислов железа, извести, магнезии и повышенным — щелочей при примерно

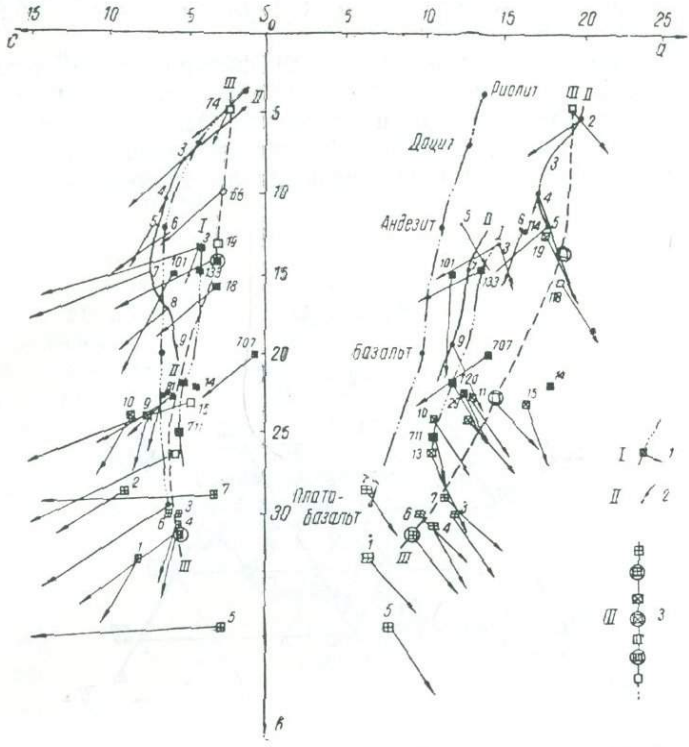


Рис. 38. Векторная диаграмма химического состава эффузивных и субвулканических пород хребта Каржантау и западных отрогов Таласского Алатау.

Впадины:
I — Уинская; *II* — Бадамская; *III* — Машатская.

равном количестве натрия и калия. Для сравнения приведен средний состав шошонита по Дэли (8 анализов) и из Йеллоустонского парка (2). В результате установлено очень близкое совпадение с той лишь разницей, что в нашем шошоните почти в два раза выше содержание окиси железа и почти в три раза ниже — закиси железа. Иддингс, впервые описавший шошониты из Йеллоустонского парка и давший им название, отмечает в них от 50 до 56% кремнекислоты, от 17 до 19,7% глинозема, от 8 до 4,3% извести, от 4,4 до 2,5% магнезии, от 3,4 до 4,4% калия, от 3 до 3,9% натрия. Молекулярное отношение щелочей к кремнекислоте 0,10 и 0,11″ (Jddings, 1895). Данные, полученные в результате анализа образца 120, соответствуют этому определению, если не учитывать особенностей породы, указанных выше. По мере уменьшения фемических

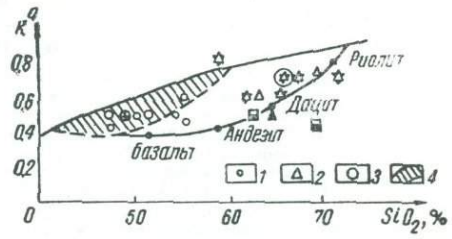


Рис. 39. График зависимости коэффициента агпаитности (K^a) от SiO_2 для формации щелочных базальтов.

1 — средние типы по Дэли; *2* — среднекарбоновый комплекс; *3* — пермский комплекс (абсарокит-шошонитовый ряд); *4* — поле ортоклазовых и лейцитовых базальтов.

составных частей шошониты переходят в более кислые представители своего ряда — трахиандезиты, латиты и трахиты (пробы № 133 и 3).

Содержание кремнезема в этих вулканогенных образованиях колеблется от 48 до 60% (табл. 58).

На векторной диаграмме (рис. 38) фигуративные точки пород трахиандезитовой ассоциации ложатся в нижней части плоскости *ASB* на значительном расстоянии от оси *sb*. Основная числовая характеристика *c* относительно велика, так как в левой части плоскости фигуративные точки пород располагаются на значительном удалении

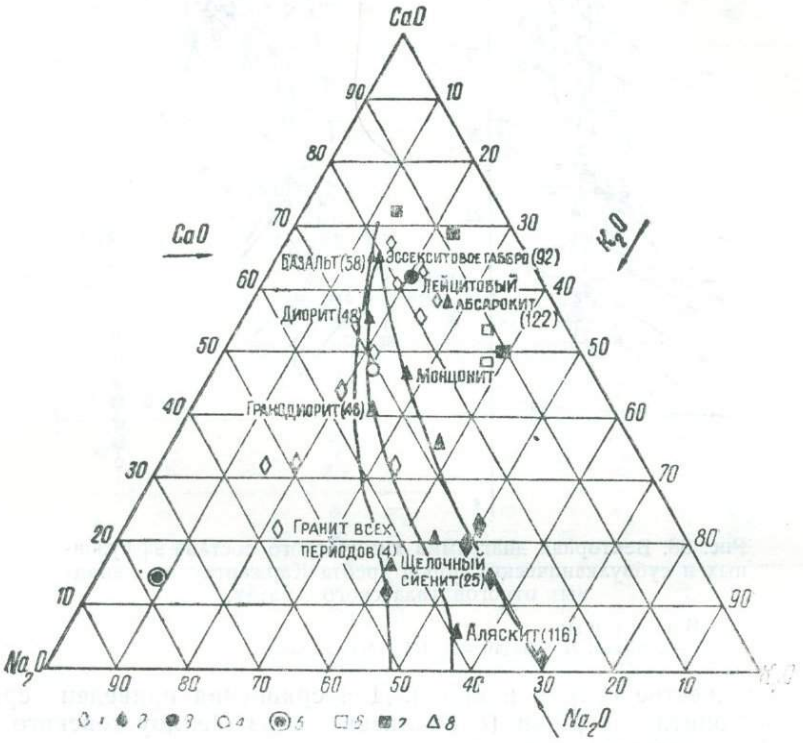


Рис. 40. Диаграмма составов щелочных базальтов ($P_1 — T_1$) и средних составов пород по Р. О. Дэли в тройной диаграмме $Na_2O — K_2O — CaO$.

Хребет Каржантау:

1 — основные щелочные эффузивы — абсарокит-шошонит-банакитовый ряд; *2* — флюидальные туфы и лавы кислого состава (P_2).

Западные отроги Таласского Алатау:

3 — тефрито-базальтовые порфириты (ср. из 7 анализов); *4* — лейциты, лейцитовые тефритовые порфириты (ср. из 8 анализов); *5* — сиенит-порфиры.

Юго-Западный Чаткал:

6 — сиенит-эссексит-шонкинитовые породы; *7* — оливиновые трахибазальты — абсарокит-шошонит-банакитовый ряд; *8* — средние типы по Дэли.

от оси *sb*. Дополнительная числовая характеристика c^1 показывает, что пробы (№ 711—81—707—120—133—3) абсарокит-шошонитового ряда характеризуются сравнительно коротким и крутым вектором, направленным вниз и несколько вправо. Это свидетельствует о богатстве породы железом и магнием, за исключением пробы 133, которая перенасыщена глиноземом. Кроме того, они ложатся правее линии Этны, что позволяет с полной уверенностью отнести их к щелочным породам. Появляются такие щелочные породообразующие минералы,

как анальцим, эпилейцит, из темноцветных — эгирин-авгит, энигматит и рёнит. Более кислые породы близки к трахиандезитам и трахитам.

На графике зависимости коэффициента агпаитности от количества кремнезема (рис. 39) нанесены значения для рассматриваемых групп вулканогенных пород. Им свойственны низкие значения коэффициента агпаитности при щелочном минеральном составе, что свидетельствует о принадлежности их к ортоклазовым и лейцитовым базальтам. Причем породы основного состава по химизму соответствуют абсарокит-шошонитовой группе ортоклазовых габброидов.

Группа щелочных эффузивов также отчетливо выделяется при проектировании фигуративных точек на равносторонний треугольник по пересчитанным на 100 трем компонентам анализов пород (K, Na, Ca), определяющим характер слагающих их по-

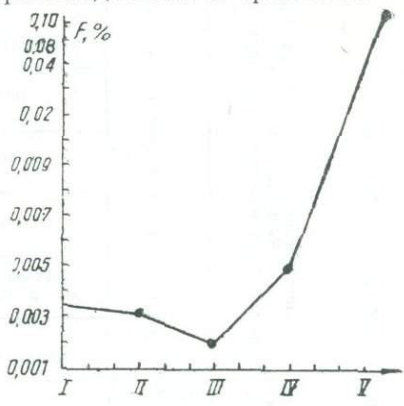


Рис. 41. Распределение средних значений фтора в вулканитах Каржантау.

I — вулканиты C_1; *II* — C_2; *III* — C_3; *IV* — пермский комплекс, субщелочной ряд; *V* — пермо-триасовый комплекс — щелочной ряд.

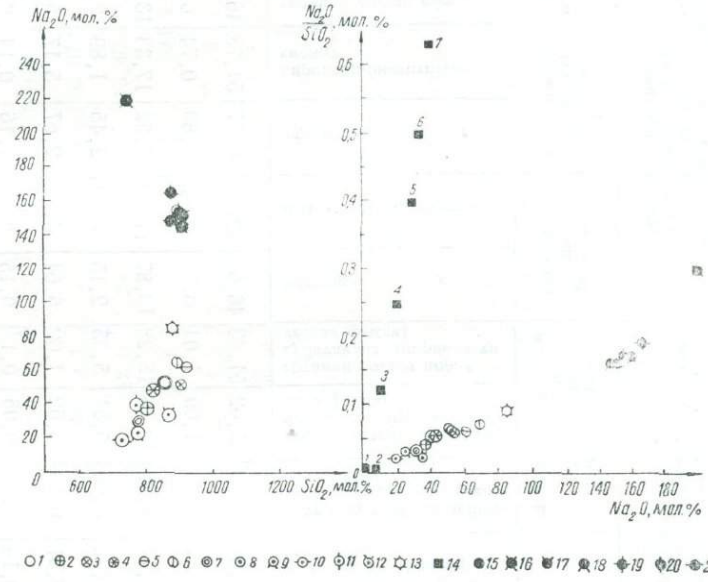


Рис. 42. Влияние активностей компонентов кислотности (Na_2O/SiO_2), щелочности в природных силикатных расплавах на величину улетучивания фтора в газовую фазу.

1 — порода Уинского субвулкана; *2* — абсарокиты; *3* — шошониты; *4* — бомбы эпилейцитовых порфиритов; *5* — витрофировые эпилейцитовые порфириты; 6 — туфы порфиритов; *7* — средние значения; 8 — сиенит-эссекситшонкинитовые интрузии Аурахмата; *9* — шонкинит; *10* — измененный шонкинит; *11* — измененный эссексит; *12* — пироксеновый сиенит; 13 — микросиенит Западного Забайкалья; *14* — экспериментальные данные Л. Н. Когарко ($Na_2O - SiO_2 - NaF$); *15* — породы Ловозерского массива; *16* — уртит; *17* — фоянт; *18* — луяврит; *19* — нефелиновый сиенит; *20* — уртит-фоянт; *21* — эвдиалитовые луявриты.

левых шпатов (рис. 40). Химические анализы щелочных эффузивов бассейна р. Уя группируются в верхней и нижней частях этого тре-

Средний химический состав флюоритоносных щелочных пород и их петрохимическая характеристика

Окислы, элементы, %, *петрохимические параметры*	Уинский щелочной субвулкан — P_1—T_1, меднофлюоритовое месторождение Дудесай, хр. Каржантау						Бричмуллинские сиенит-ассексит-шонкинитовые интрузии P_1 флюоритовое месторождение Аурахмат, *юго-западные отроги* Чаткальского хребта					Послениженемеловые дайки щелочных пород, флюоритовое м-ние Боргойское, Зап. Забайкалье	Ловозерский щелочной состав — C_1, Кольский полуостров *(флюоритовая минерализация отсутствует)*						
	Уинская синклиналь			пластовое силлообразное тело, мощн. 100 *м*, простирание 5—6 *км*			Бричмуллинская синклиналь		пластовая интрузия, мощность 25 *м*, простирание 5—6 *км*			Боргойская впадина, дайковые тела мощностью 3—5 *м*, простирание несколько сот метров	Сложное интрузивное тело, площадь 650 *км*²						
	пироксен-плагиоклазовые порфириты-абсароките (субвулканическая фация)	эруптивные брекчии и лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов, (жерловая фация)	бомбы эпилейцитовых порфиритов (прижерловая фация)	витрофировые эпилейцитовые порфириты, (лавовая фация)	туфы эпилейцитовых порфиритов, (пирокластическая фация)	средний состав пород субвулкана, (пирокластическая фация)	шонкинит	измененный шонкинит	измененный эссексит	пироксен-биотитовый сиенит	средний состав пород пластовых интрузий	лимбургиты, крианиты, сиенито-дюриты, пироксеновые сиениты и натриевые микросиениты	нефелиновые сиениты (I фаза)	уртиты, фоиты, луявриты (средний состав)	фоиты (II фаза)	луявриты (II фаза)	уртиты (III фаза)	эвдиалитовые луявриты (III фаза)	средний состав пород массива
SiO_2	47,60	51,08	49,66	55,20	53,62	51,43	46,61	42,47	46,77	51,78	46,9	52,84*	51,42	54,14	54,49	54,57	44,77	52,53	53,72
TiO_2	0,90	0,96	1,31	0,95	1,09	1,04	0,57	0,61	0,60	0,74	0,63	1,30	1,15	0,81	0,60	0,91	1,57	1,45	1,28
Al_2O_3	16,98	18,16	18,15	18,92	19,18	18,28	13,87	11,22	11,32	17,33	13,44	18,55	20,22	17,19	18,36	15,82	24,85	15,42	17,03
Fe_2O_3	6,30	7,66	5,22	5,06	5,51	5,95	2,15	3,50	2,45	1,89	2,49	4,64	4,15	6,50	4,52	8,11	3,85	7,14	6,56
FeO	3,51	1,34	2,51	0,13	0,62	1,62	6,64	6,32	2,67	5,17	5,95	3,30	1,25	1,50	1,20	1,75	1,00	1,77	1,54
MnO	0,14	0,10	0,14	0,06	0,06	0,1	0,15	0,24	0,16	0,14	0,17	0,08	0,26	0,27	0,24	0,28	0,24	0,55	0,32
MgO	7,34	4,26	5,10	3,20	2,66	4,51	8,20	8,76	10,88	3,33	7,80	2,29	1,28	0,98	0,79	1,15	0,53	1,03	1,00
CaO	8,10	6,60	7,00	2,50	4,95	5,83	6,73	9,74	11,77	5,33	8,39	4,00	2,17	1,47	1,12	1,68	2,17	11,04	1,57
Na_2O	2,34	3,24	2,69	3,84	4,28	3,28	1,53	1,17	2,54	2,12	1,84	5,28	10,31	9,58	9,83	9,10	13,65	9,36	9,58
K_2O	3,30	3,11	3,49	3,71	3,11	3,40	5,42	3,40	2,00	7,37	4,55	4,48	4,76	5,23	6,23	4,61	4,02	4,70	5,12
P_2O_5	0,37	0,30	0,50	0,28	0,41	0,37	0,60	0,46	0,41	0,90	0,59	0,48	—	—	—	—	—	—	—
F	0,10	00,10	0,18	0,14	0,04	0,12	Не опр.	0,11	Не опр.	0,07	0,8	0,10	0,21	0,12	—	—	—	0,18	0,14
a	10,2	12,7	11,9	14,4	15,1	13,0	12,34	9,29	8,52	16,40	11,8	18,9	28,1	24	25,6	21,28	35,5	21,8	23,7
c	6,7	6,5	7,1	3,2	6,8	6,6	4,10	4,71	3,41	4,20	4,1	3,4	×5,8	7,2	5,4	5,8	2,8	7,2	6,0
b	25,6	18,1	18,9	16,0	10,6	16,3	23,76	25,23	33,78	15,79	23,5	13,7	5,4	6,7	3,8	7,5	5,7	6,7	5,7
s	57,3	62,5	62,0	66	67	63,0	59,8	60,75	54,29	63,61	60,5	63,8	61,7	64,8	65,2	64,9	56,0	64,3	64,6
Q	12,3	6,7	8,8	+0,6	2,2	—4,6	9,18	1,76	11,87	9,78	—6,6	13,4	35,4	24,2	26,2	19,6	61,8	22,2	24,2
f'	35	45	39	28	53	43,6	39	45,23	22,67	44,80	38,1	58	34	32	26	41	34	24	29
m'	5	46	49	35	45	50	52,10	44,37	55,07	37,90	63,0	29	30	32	37	27	16	27	31
c'	13	11,2	10,6	—	1,4	5,9	8,90	8,40	22,26	17,30	31,2	11,9	36	36	37	32	50	49	40
n	51	59	54	66	67	5,95	30,10	34,19	66,10	30,20	37,6	63,0	75	68	63	69	82	67	68
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,43	0,49	0,45	0,54	0,52	0,50	0,60	0,50	0,60	0,60	0,58	0,73	1,09	1,24	1,25	1,26	1,08	1,33	1,25
Na_2O/SiO_2 (в молекулярном количестве)	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,09	0,19	0,17	—	—	—	0,16	

* Для пород Ловозерского массива свойственна числовая характеристика $\overline{c}$.

угольника. Сотношение щелочей и кальция устойчивое, но состав щелочей переменный.

Изучение распространения петрогенных элементов показывает, что пермо-триасовый вулканогенный комплекс щелочных пород напоминает миаскитовый тип и имеет самостоятельное значение. Им свойственны недонасыщенность кремнеземом, отчетливое преобладание калия над натрием. Содержание алюминия в щелочных габброидах и базальтах почти постоянное. Характерными петрохимическими особенностями эпилейцитовых эффузивов хребта Каржантау (по сравнению с другими фторсодержащими щелочными образованиями) являются (табл. 59) умеренность дефицита кремнекислоты (Q=—4,6), щелочности (a=12,8), меланократовости (b=18,0) с геохимической специализацией на фтор (рис. 41, 42). С ними установлена генетическая связь

Таблица 60

Характер распределения меди, свинца, магния, двухвалентного железа в пермотриасовом щелочном вулканогенном комплексе хр. Каржантау

Элемент	Пермотриасовый вулканогенный комплекс				
	субвулканическая фация	эффузивная фация	жерловая фация	эксплозивная фация	
	абсарокиты и шошониты	роговообманковые *и плагиоклазовые* эпилейцитовые порфириты	лавобрекчии эпилейцитовых порфиритов	кристаллокластические и *агломератовые* туфы эпилейцитовых порфиритов	бомбы *пироксеноплагиоклазовых* эпилейцитовых порфиритов
Cu ($\cdot 10^{-2}$)	3	0,7	0,6	0,6	0,3
Pb ($\cdot 10^{-2}$)	3	0,1	0,3	0,3	0,2
Fe^{2+}	1,57	1,37	0,27	0,26	0,20
Mg^{2+}	3,54	1,56	1,13	0,80	0,85

низкотемпературной флюоритовой минерализации хребта Каржантау. Отчетливо выражена исключительно высокая по сравнению с основными, средними и кислыми породами концентрация редких элементов (Zr, Nb, Ta, Rb, Li, Cs), а также Cu, Rb, F, количество которых значительно превышает величину их кларка в основных породах (табл. 60, 61, рис. 41).

Бадамский участок

Вулканогенные породы этого участка хребта Каржантау нами не изучались. *Их описания приводятся по материалам* Е. Д. Карповой (1957), К. А. Абдрахманова (1965) и Т. В. Молчановой (1966). Эффузивы р. Бадам обнажаются на площади 30 *км*^{2} в ядре меридиональной синклинали. Вулканогенная толща по петрографическому составу пород делится на три части. Нижняя (80—200 *м*) параллелизуется с осадочно-терригенными слоями — горизонты *а, б, в, г* уя-минбулакской свиты бассейна р. Уя. Средняя (600 *м*) состоит из однообразных трахилипаритовых и трахидацитовых палеоигнимбритов и туфов. Они соответствуют средней части Уинской вулканогенной толщи. Верхняя (600 *м*) сложена ассоциацией трахиандезитовых вулканогенных и гипабиссальных пород, латитовыми, трахиандезитовыми, трахитовыми порфирами и соответствующими им по составу туфами и туфобрекчиями.

среди которых развиты маломощные (10—35 *м*) покровы эпилейцитовых пород типа шошонитовых порфиритов, щелочных трахитовых порфиров. Эта часть разреза соответствует щелочным эффузивам бассейна р. Уя. Согласно описанию Е. Д. Карповой, здесь можно выделить две фациальные разновидности вулканогенных пород: субвулканическую и эффузивную (лавовую) с соответствующими им пирокластами.

Субвулканическая фация. Породы этой фации представлены межпластовыми секущими приповерхностными интрузиями гиганто-порфировых латитовых порфиритов, штоками щелочных трахитовых порфиров.

Латитовые порфириты образуют мощные (до 100 *м*) пластообразные интрузивные залежи, которые прослеживаются на 2—3 *км* по простиранию. Это полнокристаллические породы с мелкозернистой основной массой, с крупными ориентированными в одном направлении вкрапленниками анортоклаза таблитчатой (2×4—5 *см*) формы. Гигантокристаллы анортоклаза в породе распространены неравномерно и составляют 8—20% общего объема породы.

Фенокристаллы темноцветных представлены авгитом, биотитом (1—5 *мм*), а плагиоклаз—андезин-лабродором, и соответственно составляют 16, 3,5 и 5% общего объема породы.

Основная масса трахитовая или микрозернистая и состоит преимущественно из анортоклаза, реже андезина и авгита.

Эпилейцитовые щелочные трахитовые порфиры — плотные афанитовые породы с фенокристаллами лабродора (10—15%), а также единичными вкрапленниками озмеевикованного оливина, моноклинного пироксена и рудного минерала. Основная масса этих пород микролитовая или

Таблица 61

Распределение редких щелочей, Tl, Nb_2O_5, Ta_2O_5, F в пермо-триасовых базальтоидах (хр. Каржантау)

Отдел	Вулканогенный комплекс	Пачка свиты	Фация	Кол-во проб	Порода	Редкие щелочи					Tl	Nb_2O_5	Ta_2O_5	F
						Na	K	Li	Pb	Cs				
P_1—T_1	Пермо-триасовый вулканогенный комплекс	Дауданинская?	Субвулканическая Жерловая	3	Пироксен-плагиоклазовые порфириты (абсарокиты)	3,47	2,84	0,0075	0,0159	0,0017	0,0012	0,0034	0,0010	0,10
			Лавовая	2	Лавобрекчии и туфы эпилейцитовых порфиритов	2,67	2,06	0,0056	0,0165	Следы	0,00005	0,0068	0,00037	0,10
				4	Эпилейцитовые порфириты (шошониты)	2,65	2,98	0,0042	0,0165	0,0014	Не обн.	0,0068	0,0042	0,14
			Пирокластическая	3	Кристаллокластические туфы эпилейцитовых порфиритов	3,44	2,31	0,0065	0,0131	0,0006	0,00005	—	—	0,10
			Средние кларки для основных пород			1,94	0,33	0,0015	0,0045	0,0001	0,00002	0,002	0,000048	0,038

оцелляровая и не отличается от основной массы описанных выше шошонитовых порфиритов.

Эффузивная фация. Породы этой фации представлены меланократовыми эффузивами типа шошонитовых порфиритов с полнокристаллической основной массой, состоящей из микролитов плагиоклаза и калинатрового полевого шпата (40%), эпилейцита (25—30%) и рудного минерала (10—15%), а также фтор-апатита.

Фенокристаллы — авгит (14—18%) и лабрадор с оторочками калинатрового полевого шпата (3—4%). Вкрапленники оливина и калинатрового полевого шпата (0,5—2 *мм*) встречаются очень редко.

Бадамскую трахиандезитовую ассоциацию Е. Д. Карпова сопоставляет с шошонит-абсарокитовым рядом пород Йеллоустонского парка.

На петрохимической диаграмме рой векторов, а также вариационные линии щелочных эффузивов рек Уя, Бадам и Дуабаба практически совпадают. Отличие щелочных вулканитов хребта Каржантау от эффузивов Таласского Алатау незначительное. Эффузивы более щелочные, меланократовые и, следовательно, менее насыщены кремнекислотой.

Таким образом, особенности внутреннего строения и геологических условий залегания щелочных эффузивов рек Уя, Бадам (хребет Каржантау), нижнего течения р. Чаткал (западная оконечность Чаткальского хребта), а также р. Даубаба (западные отроги Таласского Алатау) почти тождественны (Абдрахманов, 1965; Молчанова, 1966; Рахманов, 1966, 1968; Мушкин, Колесников, 1968).

Описываемые основные эффузивы находятся в Уинской, Бадамской, Бричмуллинской и Даубабинской синклинальных структурах в мощной толще известняков и доломитов верхнего девона и нижнего карбона. Установлена общность химического и вещественного состава, а также одновозрастность этих образований. Абсолютный возраст щелочных эффузивов Уинской синклинали, определенный по двум валовым пробам, составляет 271—236 млн. лет — P_1—T_1 (Лаборатория абсолютного возраста ИГиГ АН УзССР, Ф. Аскаров).

Даубабинская структура расположена в 45 *км* к северо-востоку от Бадамского вулканического узла, а две другие — в северо-восточной части хребта Каржантау и в западной оконечности Чаткальского хребта на расстоянии 20 *км* друг от друга и контролируются единым Угамским региональным разломом. К нему причленяется система субширотных разрывных нарушений более высокого порядка, которая определяет размещение щелочных вулкано-тектонических структур (Бадамский, Уинский и Бричмуллинский вулканические узлы).

Даубабинская синклиналь выполнена щелочными базальтами, с которыми связаны мелкие интрузивные тела щелочных габброидов (массивы Ирису и Каинды). Абсолютный возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, варьирует от 287 до 256 млн. лет — верхний карбон — нижняя пермь (Абдрахманов и др., 1961).

Таким образом, щелочные эффузивные породы в указанных синклинальных структурах северо-восточной части хребта Каржантау формируют один и тот же пермо-триасовый возрастной ряд комагматических вулканогенных пород — от меланократовых щелочных базальтов до щелочных и лейцитсодержащих трахитов и трахиандезитов, образующих своеобразную формацию щелочных базальтоидов. Она, очевидно, формировалась в заключительный орогенный этап развития Срединного Тянь-Шаня в условиях молодой платформы.

Глава VII

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ

Данные о петрохимии описываемых формаций имеются в работах Н. П. Васильковского (1952), И. М. Исамухамедова (1948), Ф. Ш. Раджабова (1962), И. М. Мирходжаева (1961, 1966), В. А. Хорвата, П. И. Салова (1962), Т. Н. Далимова (1965), М. Х. Кадырова (1965), А. Р. Ярмухамедова (1963, 1965, 1966), К.А. Рахманова (1969), а также в «Петрографии Узбекистана», том 1,2 (1966).

В настоящем разделе обобщается весь фактический материал, собранный авторами в результате многолетних геолого-петрографических работ по исследованию вулканогенных формаций верхнего палеозоя Кураминской подзоны.

При изучении петрохимических особенностей описываемых формаций учитывались следующие параметры, нанесенные на соответствующие диаграммы А. Н. Заварицкого, В. Н. Лодочникова, В. И. Лучицкого, А. Ритманна: SiO_2, $CaO : MgO$; $K_2O : Na_2O$; $Fe_2O_3 : FeO$ — коэффициент окисленности железа, щелочной модуль по В. И. Лучицкому (1962), сериальный индекс Ритманна (1963), коэффициенты α, b, Q', f— по Д. С. Штейнбергу (1964) и известково-щелочный индекс М. А. Пикока (1931) (рис. 43, 44).

Базальтово-трахиандезито-дацитовая формация. Излияние слабо дифференцированной магмы в первой субфазе вулканизма визейского периода обусловило накопление основных и средних эффузивов, отличающихся от эффузивов более молодых формаций высоким содержанием окислов алюминия и магния и низким — кремнекислоты. Лавы второй субфазы существенно отличаются от эффузивов первой повышенным содержанием кремнекислоты и низкой магнезиальностью (табл. 62).

Андезитовая и андезито-дацитовая формации. К этим формациям относятся вулканиты, слагающие минбулакскую, акчинскую и надакскую свиты. Для их петрохимической характеристики использованы силикатные анализы и пламеннофотометрические определения K и Na.

Среди вулканитов обеих формаций отчетливо выделяются средние типы пород, близкие по составу к мелафирам, кварцевым базальтам, гиперстеновым андезитам, тоналитам, роговообманковым андезитам, диоритам Электрик-Пик, щелочно-земельным трахитам, кварцевым порфирам, липаритам и др. (табл. 63, 64).

Характерная особенность эффузивов трахиандезитовой толщи (минбулакская свита)—повышенное содержание кремнекислоты (от

61,8 до 64,2% и суммы щелочей (от 7,4 до 10%) с преобладанием калия над натрием. Породы этой толщи отличаются от эффузивов акчинской свиты щелочно-кислым составом.

Основной петрохимической чертой пород нижней части акчинской свиты является постепенный переход от более основных разностей эффузивов (кварцевые базальты) к более кислым (слюдяные андези-

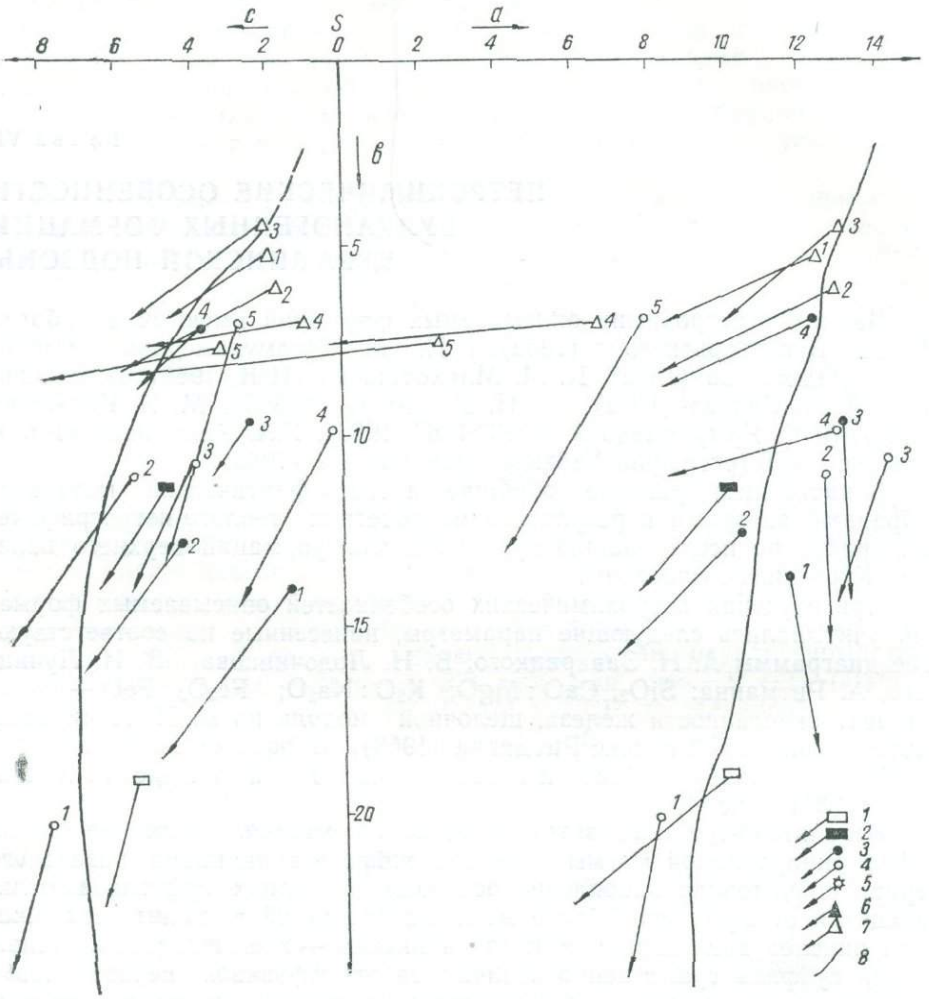


Рис. 43. Вариационная диаграмма химического состава вулканических формаций Кураминской подзоны.

Фигуративные точки:
1 — 2 — базальто-трахиандезито-дацитовая формация (аркутсайская, уинская свиты); *3* — андезитовая; *4 — 5* — андезито-дацитовая; *6 — 7* — липаритовая формация; *8* — вариационные линии средних типов по Р. Дэли.

ты). При этом фигуративные точки большинства проб располагаются на вариационной линии нормального ряда или же правее ее, что указывает на субщелочной характер пород толщи.

Фигуративные точки составов пород средней и верхней частей разрезов этой формации находятся между андезитом и вариационной линией щелочного ряда. Крайние меланократовые составы их близки кварцевому базальту с повышенной щелочностью и слюдяным андези-

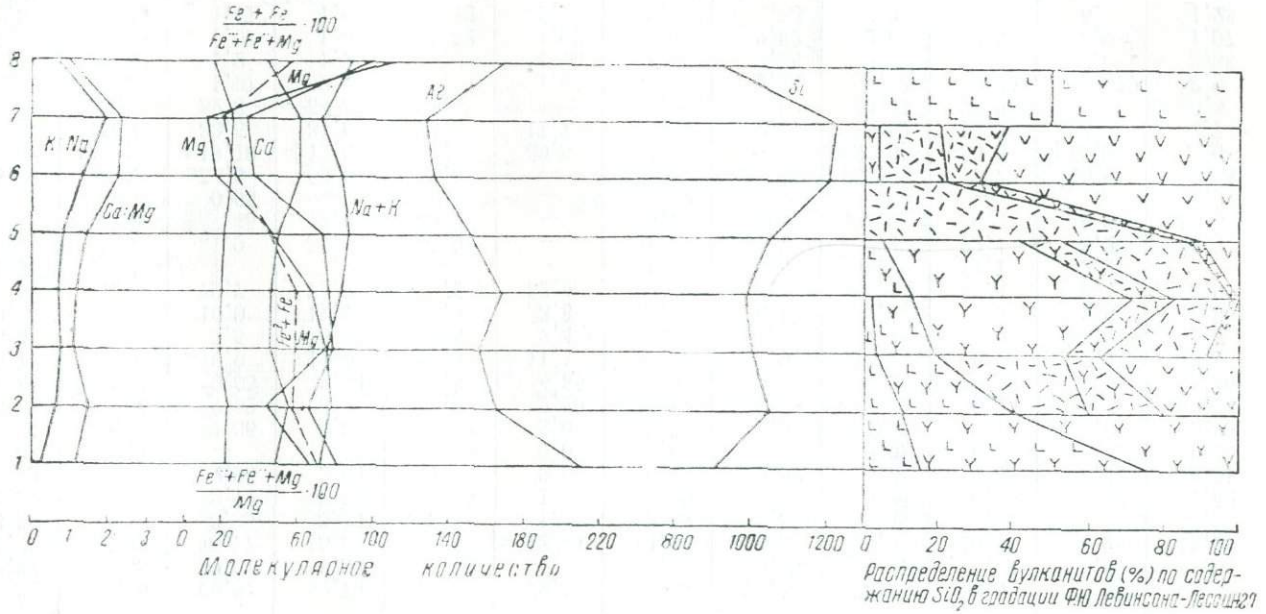


Рис. 44. Вариации усредненных составов и молекулярное отношение некоторых компонентов в вулканогенных формациях Кураминской подзоны.

Формации:

1 — 2 — базальтово-трахиандезито-дацитовая; *3* — андезитовая; *4 — 5* — андезито-дацитовая; *6 — 7* — липаритовая; *8* — щелочных базальтов.

Таблица 62

Усредненный химический состав верхнепалеозойских вулканогенных формаций Кураминской подзоны

Окислы и параметры	1 (6)	2 (10)	3 (31)	4 (62)	5 (35)	6 (12)	7 (20)	8 (3)	9 (12)	10 (10)	11 (4)	12 (12)
SiO_2	54,32	62,86	60,61	59,79	12,70	72,5	72,83	71,18	70,2	79,5	74,64	51,43
TiO_2	0,87	0,45	0,64	0,56	0,46	0,12	0,14	0,15	0,21	0,09	0,03	1,04
Al_2O_3	21,4	16,61	15,77	16,89	15,50	13,43	14,3	14.8	13,8	10,8	11,28	18,28
Fe_2O_3	3,32	3,54	3,35	3,36	2,54	1,25	2,04	2,5	2,45	1,09	1,41	5,95
FeO	3,59	2,55	2,72	2,56	2,25	1,30	1,39	0,9	0,9	0,49	0,03	1,62
MgO	2,73	1,81	2,96	2,65	1,9	0,67	0,55	0,82	0,7	0,33	0,43	4,51
MnO	0,08	0,14	—	—	0,08	0,04	0,09	0,05	0,07	0,25	Сл.	0,10
CaO	4,52	3,68	4 36	4,32	4,02	2,0	1,70	1,5	1,65	0,91	2,67	5,83
Na_2O	3,56	2,96	2,82	3,17	2,89	2,20	2,57	2,08	2,49	0,25	0,2	3,28
K_2O	1,48	2,94	3,05	3,24	3,8	4,35	5,00	5,87	5,2	4,46	1,38	3,40
a	10,1	10,8	10,9	12,0	12,3	11,1	12,45	12,9	13,1	6,7	2,5	13,0
c	5,4	4,6	5,5	5,4	4,6	2,4	2,00	1,8	2,1	1,0	3,2	6,6
b	19,0	11,4	10,9	11,1	8,3	3,8	5,10	6,1	4,4	7,0	7,6	16,3
s	64,5	73,2	72,7	71,5	74,6	82,4	80,45	79,2	80,4	85,3	86,4	63,9
a′	41,6	23,2	—	7,7	—	—	41,6	46,6	31,2	71,1	82,2	—
f′	33,9	49,4	51,9	50,0	55,0	—	41,6	31,1	42,2	22,4	8,2	43,8
m′	24,5	27,4	47,45	42,0	39,8	—	16,8	22,3	26,6	6,5	9,6	50,3
c′	—	—	0,65	—	5,0	—	—	—	—	—	—	5,9
n	78,08	60,2	58,5	60,0	54,0	—	43,6	35,05	42,0	7,7	16,6	5,95
Q	+4,4	+20,2	+18,10	+13,6	+21,2	39,5	+34,0	+30,8	+32,6	+56,2	+64,9	— 4,6
α	34,9	29,8	33,5	31,0	25,6	17,7	13,82	12,25	13,82	13,0	56,0	33,7
f	58,1	64,2	52,3	54,3	58,4	—	50,0	60,0	60,04	75,0	46,0	46,3
σ	2,40	1,74	1,97	2,45	2,28	1,45	1,92	2,24	2,18	0,60	0,079	3,9
Fe_2O_3:FeO	0,9	1,39	1,2	1,2	1,6	1,13	1,46	2,78	2,73	2,22	47,0	3,68
K_2O:Na_2O	0,41	0,99	1,07	1,02	1,32	1,97	1,96	2,82	2,09	17,5	6,9	1,07
CaO:MgO	1,66	2,03	1,47	1,63	2,12	2,95	3,10	1,83	2,36	2,76	6,2	1,28

Примечание. Базальтово-трахиандезито-дацитовая формация: 1 — аркутсайская свита; 2—уинская свита; *андезитовая формация*; 3 — минбулакская свита; андезито-дацитовая формация: 4 — акчинская свита; 5 — *надакская свита*; липаритовая формация: 6 — оясайская свита; 7—11 — кызылнуринская свита; 7 — *липариты* и фельзиты; 8 — витрокластические туфы; 9 — игнимбриты; 10 — сферолитовые туфолавы; 11 — обсидианы; 12 — формация щелочных базальтоидов. В скобках указаны количества усредненных проб.

там, а также липаритам с повышенной щелочностью и пониженной кислотностью. Эти породы по сравнению с трахиандезито-дацитовой формацией содержат меньшее количество SiO_2 и щелочей (при одинаковом соотношении или преобладании Na_2O над K_2O) и более высокое — суммы *Fe*, *MgO*, *CaO* (*рис. 45*).

Таким образом, одной из существенных особенностей пород андезито-дацитовой формации является их субщелочной характер и контрастный состав.

Таблица 63

Химический состав главных типов пород (в стратифицированном порядке) андезитовой формации

Окислы и параметры	Базальтово-андезитовые, андезитовые порфириты и их пирокластиты (22)	Андезито-дацитовые и дацитовые порфириты и их туфы (5)	Трахиты, трахиандезито-дацитовые порфириты и их пирокластиты (9)	Фельзитовые, кварцевые, липаритовые порфиры и их пирокластиты (4)
SiO_2	57,97	63,13	65,85	66,98
TiO_2	0,67	0,57	0,34	0,40
Al_2O_3	15,38	16,83	17,24	16,04
Fe_2O_3	3,92	2,60	3,26	2,07
FeO	2,86	2,61	0,94	1,23
MnO	—	0,09	—	—
MgO	3,46	2,36	0,79	0,73
CaO	4,86	3,38	2,02	2,78
Na_2O	2,72	2,83	2,25	3,05
K_2O	3,34	2,72	5,84	3,69
a	11,7	10,3	13,4	12,2
b	14,0	12,8	9,7	6,91
c	1,3	4,2	2,5	3,46
s	73,0	72,7	74,4	77,43
a′	—	32,4	49,3	38,5
c	7,5	—	—	—
m′	46,1	30,9	14,1	18,2
f′	46,4	36,7	36,6	43,3
n	55,6	61,0	36,9	50,7
Q	21,3	20,5	19,5	27,0
Q′	—	24,7	24,3	28,66
b′	—	8,65	4,91	4,24
α	10,0	29,0	15,6	22,0
Tl	0,00010 (20)	0,00005	0,00015	0,00005
Ta_2O_5	0,00359 (20)	Не обн.	Не обн.	0,0014
Nb_2O_5	0,00111 (20)	0,00017	Не обн.	0,00020
Ga	0,000060 (20)	Не обн.	Не обн.	0,0001
Ge	0,0001 (20)	0,00014	Не обн.	Не обн.
Cu	0,007 (20)	Сл.	Сл.	Сл.
Pb	0,0087 (20)	0,0021	0,011	0,013
Zn	0,0011 (20)	0,0025	0,005	0,013
Li	0,0016 (16)	Сл.	0,0002	0,00087
Rb	0,019 (16)	0,0109	0,0253	0,020
Cs	0,00073 (15)	0,0007	0,0017	0,00023

Примечание. Цифры в скобках указывают на количество усредненных проб.

Вариационные линии химического состава пород минбулакской и акчинской свит располагаются между линиями ассоциации лав типа Пеле и Лассен-Пик, а отдельные фигуративные точки кислых разновидностей пород ложатся правее вариационной кривой Йеллоустонского парка. *Вулканиты минбулакской свиты в отличие от акчинской характеризуются* повышенным содержанием щелочей, преобладанием в

более кислых типах калия над натрием и меньшим количеством полевошпатовой извести в меланократовых типах пород.

В целом вариационные кривые этих двух свит, относящиеся к *андезитовой* и *андезито-дацитовой формациям*, охватывают серию

Таблица 61

Химический состав главных типов пород (в стратифицированном порядке) андезито-дацитовой формации

Окислы и параметры	Андезито-базальтовые *порфириты* (2)	*Андезитовые* порфириты и их пирокласты (32)	Трахиандезитовые и трахиандезито-*дацитовые* порфириты (2)	Андезито-дацитовые порфириты и их *пирокластиты* (2)	*Липаритовые* и кварцевые порфиры (2)
SiO_2	51,62	58,65	59,88	61,48	69,67
TiO_2	0,8	0,56	0,50	0, 59	0,22
Al_2O_3	17,45	17,04	16,69	16,40	14,41
Fe_2O_3	4,62	3,46	4,31	3,28	0,75
FeO	5,95	2,71	2,79	2,23	3,0
MnO	—	—	—	—	—
MgO	4,65	2,90	2,31	2,32	0,48
CaO	5,9	4,41	2,87	4,25	2,12
Na_2O	2,86	3,18	4,37	3,55	2,69
K_2O	1,07	3,51	2,95	2,80	3,87
a	8,4	12,7	14,3	13,0	7,8
b	20,2	11,1	10,6	9,9	7,0
c	7,7	5,6	3,9	0,20	2,7
S	63,7	70,6	71,2	77,0	82,5
a′	8,57	—	13,3	—	36,8
c′	—	0,6	—	1,6	—
m′	41,0	46,4	38,0	43,2	12,2
f′	50,43	53,0	48,7	55,2	51,0
n	79,2	58,5	69,2	65,3	80
Q	2,9	5,7	9,9	+27,7	+46,7
Q′	2,9	—	11,3	—	49,3
b′	18,46	—	9,2	—	4 42
α	48,1	30,6	21,5	1,5	25,7
Tb	0,00007	0,0004 (8)	—	0,00007 (6)	Не обн.
Ta_2O_5	0,0020	0,00016 (6)	—	0,000035	Не обн.
Nb_2O_5	0,0006	0,0014 (6)	—	Не обн	Не обн.
Ga	Не обн.	0,0003	—	0,0002	0,0005
Ge	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	0,0013
Cu	0,008	0 010 (24)	—	0.0 2 (12)	Следы
Pb	0,008	0,012 (27)	—	0,014 (12)	0,095
Zn	0,009	0,0060 (24)	—	0,0037 (12)	0,009
Li	0,0021	0,0027	—	0,00014 (7)	0,0012
Rb	0,0106	0,016 (9)	—	0,00103 (12)	0,0140
Cs	0,0003	0,0010 (6)	—	0,0006 (7)	Не обн.

Примечание. Цифры в скобках указывают на количество усредненных проб.

пород от кварцевых базальтов до липаритов и располагаются близко друг от друга с некоторыми отклонениями. Усредненный химический состав эффузивов обеих свит близок андезиту, в частности биотитовому или же роговообманковому. Но вулканиты минбулакской свиты несколько кислее (Q = +18,0), чем породы акчинской (Q = ±13,6). По классификации Д. С. Штейнберга (1964), средний химический состав описываемых формаций соответствует андезито-дациту.

Рассмотрим особенности распределения главных породообразующих элементов в эффузивах указанных формаций (см. табл. 43, 44).

Кремнезем, кальций, калий, натрий и окись титана в эффузивах обеих свит распределены согласно модели нормального закона; железо

в минбулакской свите, алюминий и магний — в акчинской распределены логнормально, что объясняется следующими обстоятельствами. В акчинской свите, состав которой более разнообразен, чем минбулакской, наблюдаются интенсивные процессы изменения (серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, алунитизация, каолинизация и др.), вызывающие заметные перемещения петрогенных элементов, в том числе алюминия и магния, тогда как в подстилающей минбулакской свите эти процессы повлияли лишь на поведение железа, более подвижного, чем алюминий и магний. Некоторое отклонение распределения калия от нормального закона обусловлено тем, что в процессе альбитизации в породах акчинской свиты привносится натрий, а калий может мигрировать и присутствует лишь в алунитизированных породах, не учитывающихся при обработке.

Таким образом, так же как в лавах Камчатки, Джунгарского Алатау и др., в эффузивах Чаткало-Кураминских гор распределение петрогенных элементов в основном подчиняется нормальному закону. Неодинаковое распределение содержаний петрогенных элементов в эффузивах и интрузивах (Родионов, 1964) объясняется существенным различием условий их формирования (Бондаренко, 1967).

Характер распределения главных петрогенных и акцессорных элементов, а также геолого-петрологическая и вещественная общность вулканитов минбулакской и акчинской свит (Ярмухамедов, 1965, 1967) подтверждают ранее сделанный вывод о едином магматическом источнике.

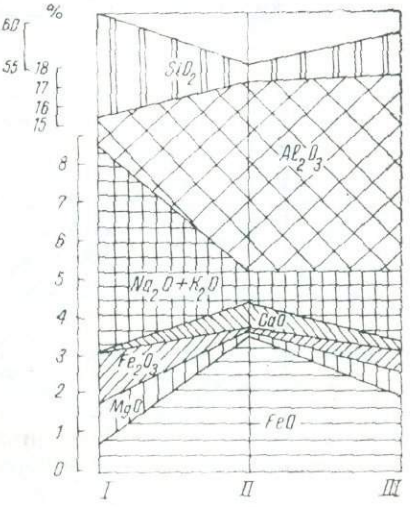


Рис. 45. Поведение породообразующих окислов в вулканитах Алмалыкского района.

I – трахиандезиты андезитовой формации; *II* – порфиритовый горизонт той же формации; *III* – порфировый горизонт андезито-дацитовой формации.

На основании общности источников формирования, вещественной и структурно-геологической сопряженности и принимая во внимание отсутствие крупных региональных несогласий между этими свитами можно говорить о принадлежности их к единой вулканической формации. Это подтверждается и при анализе диаграммы, построеннной по методу В. Н. Лодочникова (рис. 46); фигуративные точки усредненных вулканитов — базальто-андезитов, андезитов, андезито-дацитов, располагаясь на одной линии, образуют комплементарный ряд, характерный для минбулакской и акчинской свит. В этот ряд не входят субщелочные и кислые эффузивы. В субщелочных эффузивах акчинской свиты химические компоненты,кроме щелочей, располагаются на линии комплементарного ряда. Такое отклонение, по-видимому, объясняется автометаморфизмом эффузивов, процессами дифференциации, ликвации и в меньшей степени контаминации пород кровли.

Обособленное положение кислых эффузивов, вероятно, свидетельствует о существовании самостоятельного периферического очага кислой магмы.

Рассмотрим петрохимические особенности надакской свиты, относящейся к андезито-дацитовой формации. Химическая характеристика этой свиты приводится по результатам 35 силикатных анализов. По

химическому составу вулканиты свиты изменяются от кварцевого базальта до риолита и сопоставляются со средними типами эффузивов (Р. О. Дэли) — кварцевым базальтом, андезитом, кварцевым порфиром и риолитом Йеллоустонского парка. Отличаются от них повышенным содержанием избыточного глинозема, высокими коэффициентами фемических компонентов и резким преобладанием K_2O над Na_2O. Вариационная кривая составов пород свиты на диаграмме А. Н. Заварицкого располагается близко к линии средних типов пород по Р. О. Дэли.

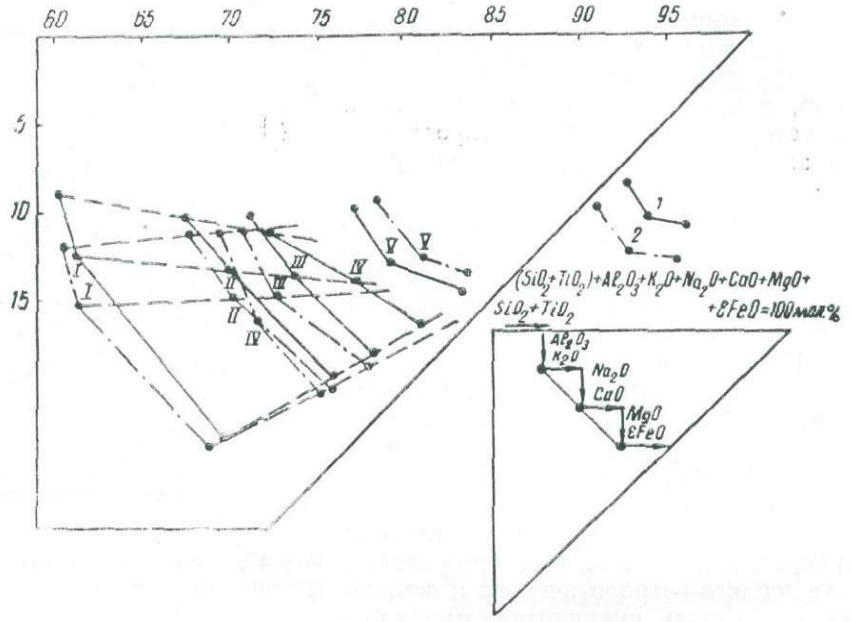


Рис. 46. Диаграмма средних типов вулканогенных пород андезитовой (*1*) и андезито-дацитовой (*2*) формаций северо-западной части Кураминской подзоны (метод В. Н. Лодочникова, 1926).

I — базальтово-андезитовый порфирит; *II* — андезитовые порфириты (пироксеновые, амфиболовые, биотитовые, плагиоклазовые); *III* — андезито-дацитовые, дацитовые порфириты и порфиры; *IV* — трахитовые, трахиандезитовые, трахиандезито-дацитовые порфириты; *V* — липаритовые, кварцевые, фельзитовые порфиры.

В отличие от вулканитов акчинской свиты породы надакской характеризуются четко выраженным щелочно-известковым ($\sigma=2,2$; индекс Пикока — 57,6) химизмом, перенасыщением кремнекислотой ($S=71—81,7$) и пониженным значением параметров *b*, *c*.

Анализом поведения некоторых петрохимических параметров по фациям установлено, что щелочность (a) постепенно уменьшается от пород эффузивной фации к породам эксплозивной. При этом минимальное значение отмечается в образованиях жерловой фации.

Известковитость (c) изменяется незначительно. Отмечается тенденция к убыванию ее от пород жерловых фаций к породам эксплозивной. В обратной зависимости от содержания SiO_2 находятся b, и окисленность железа F.

Железистость, по Д. С. Штейнбергу (f), в вулканитах свиты изменяется от 0,5 до 0,6, а истинное количество железисто-магнезиальных компонентов (b^1) колеблется от 3,3 до 5,5.

Средний состав вулканитов, по классификации Д. С. Штейнберга, соответствует андезиту и дациту.

Липаритовая формация. К этой формации относятся вулканиты оясайской и кызылнуринской свит. Большинство анализов вулканитов оясайской свиты перенасыщено глиноземом, а некоторые — щелочами и известью. По сравнению с вулканитами древних формаций отмечается увеличенное значение кремнекислоты при преобладании K_2O над Na_2O. По содержанию фемических компонентов химический состав вулканитов описываемой свиты варьирует от слюдяного андезита до риолита, отличаясь от них увеличенным количеством избыточного глинозема. Вариационная линия состава пород на диаграмме А. Н. Заварицкого располагается несколько левее от кривой вулканической ассоциации пелейского типа и характеризуется минимальными значениями параметров c, b и коэффициентов F, α, b.

Средний состав свиты, по Д. С. Штейнбергу, соответствует липарито-дациту. От палеотипных кислых вулканогенных пород Казахстана образования свиты отличаются меньшими кислотностью и магнезиальностью, а также повышенным содержанием железа и глинозема.

Породы кызылнуринской свиты по петрографическим особенностям расчленены на следующие группы: липариты, витрокластические туфы, игнимбриты и туфолавы, сферолитовые лавы и обсидиановые порфиры (табл. 65). Фигуративные точки указанных групп пород располагаются вокруг риолита и липарита Р. О. Дэли и соответствуют липариту и трахилипариту.

Характерными петрохимическими особенностями этих образований являются перенасыщенность пород глиноземом ($a^1=36—34\%$) и кремнеземом, преобладание K_2O над Na_2O, хотя величина Na_2O^1 не испытывает значительных колебаний, недонасыщенность фемическими компонентами ($Fe_2O_3 + FeO$, MgO, CaO); уменьшение степени окисленности железа (F) от пирокластов через эффузивные породы к интрузивным, что подтверждает мнение отдельных исследователей (Ю. С. Куцев и др.) о том, что $F=Fe_2O_3 : FeO$ служит показателем глубинности.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о характере изменения химизма вулканогенных формаций Кураминской подзоны.

1. Для всех вулканогенных формаций Кураминской подзоны характерна повышенная щелочность. Это особенно четко выявляется для вулканитов хребта, Каржантау.

2. Количество кремнезема (см. рис. 43, 44) постепенно увеличивается от базальтово-трахиандезито-дацитовой формации к липаритовой (от первой субфазы и второй базальтово-трахиандезитовой формации), а в породах андезитовой и андезито-дацитовой формации находится почти в равных количествах.

Алюминий постепенно уменьшается от древних формаций к молодым с некоторым увеличением в вулканитах акчинской свиты и формации щелочных базальтоидов.

Магний, кальций, сумма железа и титана постепенно уменьшаются от древних формаций к молодым, резко увеличиваясь в щелочных базальтоидах. В соотношении кальция и магния отмечается обратная тенденция, при этом кальций убывает быстрее, чем магний. Коэффициенты магнезиальности и железистости в первых трех формациях характеризуются почти равными значениями, которые увеличиваются в породах липаритовой формации и уменьшаются в щелочных базальтоидах.

Особый интерес представляет поведение щелочей, сумма которых в наиболее богатых щелочами трахитах и щелочных порфиритах не превышает 10—11%. Сумма щелочей и молекулярные соотношения калия и натрия постепенно увеличиваются от древних формаций к

Таблица 65

Средний химический состав вулканитов липаритовой формации (P_2—T_1) Кураминской подзоны (по типам пород)

Фация	Порода	Окислы, вес. %														
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	CO_2	SO_2	Σ
Эксплозивная	Литокристаллокластический туф липарито-дацитового порфира	70 78	0,29	14,79	1,41	1,33	0,66	0,59	0,98	3,40	4,70	1,52	0,32	0,10	0,14	0,04	99,92
	Игнимбриты кварцевого порфира	70,74	0,20	15,26	2,03	1,23	0,05	0,26	2,25	1,87	4,85	0,98	0,36	—	—	—	100,06
Эффузивная	Липаритовый порфир	70,62	0,23	14,70	1,27	1,72	0,06	0,39	0,77	2,70	5,65	1,96	0,15	0,05	—	0,12	100,39
	Туфолава фельзит-порфира	70,116	0,13	12,08	1,57	0,89	0,07	0,88	3,69	2,95	3,99	1,96	0,36	0,04	1,44	—	100,21
	Туфолава кварцевого порфира	71,60	0,10	12,77	1,34	1,88	0,01	1,50	3,08	1,95	4,25	1,74	—	0,03	—	0,10	100,36
	Кластолава кварцевого порфира	73,60	Сл.	15,30	1,30	0,70	Сл.	0,43	1,60	1,10	3,07	2,00	0,66	Сл.	Сл.	—	99,76
	Лавобрекчия кварцевого порфира	73,51	Сл.	13,80	1,33	1,07	Сл.	0,72	0,80	2,70	5,06	0,70	0,28	Сл.	—	—	100,02
Субвулканическая	Флюидальный кварцевый порфир, фельзиты	76,11	0,2	12,33	1,18	1,00	0,06	0,35	0,87	2,98	5,11	0,02	0,03	Сл.	Сл.	—	100,86
	Гранит-порфир	72,07	0,22	13,49	0,68	1,64	0,04	0,9	1,79	3,39	5,1	0,3	0,09	—	—	—	100,3
	Чилтенский сиенит	62,9	0,45	16,9	2,19	2,2	0,07	1,3	2,63	3,9	5,2	0,6	0,4	—	—	—	99,74

молодым и несколько понижаются в породах липаритовой. При этом для вулканитов базальто-трахиандезито-дацитовой формации характерно преобладание натрия над калием, для андезитовой, андезито-дацитовой (акчинская свита) почти равные количества, а для остальных — резкое преобладание калия над натрием.

Содержание щелочей в породах формаций увеличивается с повышением количества кремнезема (рис. 47).

3. Фигуративные точки усредненных типов пород всех формаций располагаются около вариационной кривой нормальных пород по Р. О. Дэли. Вулканиты первой субфазы — базальто-трахиандезито-дацитовой формации, андезиты—андезитовой, базальто-андезиты и кварцевые порфиры — андезито-дацитовой, сферолитовые туфолавы и

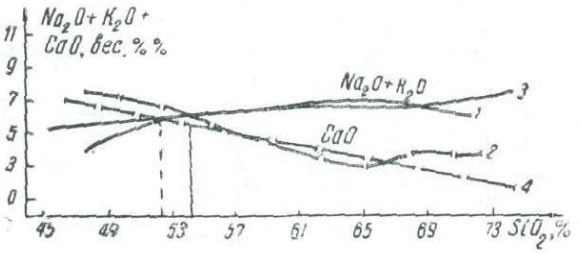


Рис. 47. Вариационная диаграмма $Na_2O + K_2O + CaO$ в зависимости от SiO_2.

1 — 2 — андезитовая формация. *3 — 4* — андезито-дацитовая.

обсидианы — липаритовой, располагаются левее вариационной кривой Р. О. Дэли и характеризуются перенасыщенностью глиноземом, меньшей щелочностью, постепенным увеличением магнезиальности от древних формаций к молодым. Фигуративные точки остальных типов вулканитов всех формаций располагаются около линии нормального ряда, за исключением андезитовой, андезито-дацитовой, базальтово-трахиандезито-дацитовой формаций, характеризующихся повышенной щелочностью, незначительной перенасыщенностью известью и равномерным распределением магнезиальности.

4. В плоскости *scb* фигуративные точки большинства пород всех формаций (см. рис. 43) характеризуются заниженным количеством полевошпатовой извести по сравнению со средними типами эффузивов Р. О. Дэли. При этом все разновидности пород базальтово-трахиандезито-дацитовой, андезитовой и липаритовой формаций, андезито-дациты, субщелочные и кислые вулканиты — андезито-дацитовой содержат минимальное количество полевошпатовой извести. Здесь же выявляется постепенное увеличение количества калия от древних формаций к молодым и от основных к кислым с преобладанием калия над натрием, за исключением базальтово-трахиандезито-дацитовой формации.

5. В Кураминской подзоне, как и в других вулканических районах, каждая формация в начальных стадиях излияния представлена основными и средними эффузивами, а в конечных — кислыми и щелочно-кислыми. При этом в молодых формациях выявляются пропорциональное увеличение кремнекислоты, щелочей и уменьшение суммы железа, магния и кальция.

6. Нижнепермская вулканогенная формация щелочных базальтоидов относится к миаскитовому типу и имеет самостоятельное значение. К петрохимическим особенностям пород этой формации относятся недонасыщенность кремнеземом и алюминием и отчетливо выраженное

преобладание калия над натрием. Содержание алюминия в щелочных габброидах и базальтоидах почти одинаково. Отмечается исключительно высокая по сравнению с основными, щелочными и кислыми породами концентрация редких элементов (Zr, Nb, Ta), а также Pb, Cu, F.

7. Вулканогенные образования описываемых формаций Кураминской подзоны резко отличаются от палеотипных пород Казахстана, Урала и средних типов эффузивов по Р. О. Дэли увеличенной щелочностью с преобладанием калия над натрием, меньшим содержанием полевошпатовой извести (с) и окиси титана.

8. Разнообразие вулканитов Кураминской подзоны обусловлено процессами дифференциации (кристаллизационной, эманационной). В частности, структурно-фациальным анализом вулканогенных образований установлено, что вулканический материал кислого состава приурочен преимущественно к приподнятым участкам палеорельефа, а основного и среднего — к пониженным.

В центральном блоке Алмалыкского района и на левобережье р. Ангрен с запада на восток расположены четыре участка с наибольшими мощностями. Первый занимает бассейн рек Чукур-Тойпан, Карадагата, второй — Каульды, Кызата, третий — среднее течение Саукбулаксая, четвертый — правобережье Ургазсая и Шенебексая.

Максимальная мощность вулканогенных пород устанавливается на участке Каульды—Кызата, сложенном базальто-андезитовыми и андезитовыми порфиритами и их пирокластитами. Это свидетельствует о том, что в гипсометрически пониженных участках палеорельефа формировались основные и средние эффузивы, а в приподнятых — умеренно-кислые, и кроме того, о дифференциации магматического расплава в вулканическом канале и существовании нескольких источников (центров) извержения, располагавшихся в пониженных, а также приподнятых участках палеорельефа. Такие закономерности отмечались при изучении как палеотипных, так и молодых, современных вулканов. Так, извержение на Ключевском вулкане в 1937—1938 и 1945 гг. (Заварицкий, Набоко, 1963) происходило из нескольких побочных кратеров, находящихся на различных гипсометрических уровнях. Лавы, извергающиеся из вершинного кратера (1800 *м*) — наиболее кислые (Q = +20,5) и легкие (b = 21,6), из паразитических (1800, 1160, 900—1000 *м*) — основные (Q = —1,3) и тяжелые (b = 26,8). В 1945 г. ранние продукты извержения этого вулкана из верхнего кратера были более кислыми, чем изливающиеся одновременно из нижнего кратера. По мнению С. И. Набоко (1963), подобное изменение продуктов одного извержения от базальта до андезито-базальта объясняется процессом дифференциации магматического расплава в канале вулкана или же в периферическом очаге вулкана в периоды между извержениями.

Подобная дифференциация обусловливает разнообразие дайковых образований. О. М. Борисов и Ф. А. Усманов (1963) считают, что сложные дайки Чаткало-Кураминских гор являются результатом наложения разнообразных процессов дифференциации, происходящих в магматическом очаге по пути движения магмы и на месте кристаллизации.

На острове Кунашир три вулкана, действовавшие в один и тот же период, изливали различные по составу лавы (Мархинин, 1959). Так, вулканы Головина и Менделеева сначала изливали лавы андезитового состава, затем шло внедрение дацитовых куполов, а вулкан Тятя — основные лавы андезито-базальтов и оливиновых базальтов.

Г. М. Фремд (1963) и Л. И. Звягинцев (1965) на примере Южной Джунгарии (Казахстан) и юго-восточной части Рудного Алтая объясняют пестрый петрографический состав верхнепалеозойских вулканогенных формаций одновременной деятельностью многочисленных вулканических аппаратов, связанных как с кислыми, так и «основными» самостоятельными магматическими очагами, располагающимися на разных глубинах и характеризующимися различными типами вулканических извержений.

Накопленный нами материал позволяет высказать ряд соображений о происхождении вулканических формаций Кураминской подзоны. Прежде всего современными геофизическими и сейсмологическими исследованиями установлена гетерогенность глубинного строения земной коры, выражающаяся в смене гранитного, гранито-гнейсового и базальтового слоев. Суммарная мощность базальтового слоя составляет 20—25 *км* из 35—40 *км* общей мощности коры (Бутовская, 1971). Кроме того, среди всех вулканических формаций верхнепалеозойского возраста объем средних и основных разностей несколько превалирует над кислыми и субщелочными. Эти обстоятельства и блоково-разломный характер тектоники Кураминской подзоны позволяют предположить, что вулканиты являются производными основных (базальтоидных) магм. Об этом свидетельствуют высокие содержания Fe, Mg, Ca, Ti, V, Cr, Cu в вулканитах разного состава, в некоторых акцессорных и породообразующих минералах региона, обилие медных, медно-порфировых, медно-титано-магнетитовых, медно-висмутовых с кобальтом рудопроявлений (Голованов, 1971, Мусин, 1970). Г. С. Горшков (1967), основываясь на материалах по Камчатско-Курильской дуге, развивает идею о прямой связи вулканизма с верхней мантией. Он пишет: «Всюду очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхних частях мантии. Состав вулканических лав практически не зависит от состава пород земной коры, иначе говоря, роль ассимиляции и контаминации на пути магмы вверх оказывается весьма скромной. Источником разнообразия лав является сама магма и происходящие в ней процессы. Таким образом, вулканические породы могут рассматриваться как производные от вещества верхней мантии». Эту идею поддерживают Ю. И. Шейманн, Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин, Макдональд и др.

Явления дифференциации первичной базальтовой магмы играли ведущую роль в формировании вулканитов, это подтверждается накоплением Rb, Cs, F в конечных продуктах каждой формации, постепенным уменьшением Fe по мере увеличения SiO_2 и обратной зависимостью между SiO_2 и содержанием фемических минералов.

Однако по петрохимическим (постепенное увеличение соотношений CaO: MgO; K_2O: N_2O по мере увеличения кремнекислоты в породе), геохимическим (вышекларковое содержание бария, стронция, цинка в кислых типах вулканитов) и петрографическим (присутствие ксенолитов древних сланцев, диоритов, известняков, гранитоидов и фенокристаллов полевого шпата размером до 2 *см*) признакам можно предположить значительную роль глубинной ассимиляции в очаге. Поэтому Х. М. Абдуллаев (1958), Н. П. Васильковский (1952), И. М. Исамухамедов (1953), И. М. Мирходжаев (1961), Ф. Ш. Раджабов (1958), П. И. Салов (1964), И. Х. Хамрабаев (1966) и др. объясняют широкое распространение магматических пород среднего состава, а также образование субщелочных магматических разностей глубинной ассимиляцией родоначальной гранитной магмы мощной осадочно-вулканической толщи О—C_1.

Таким образом, разнообразие вулканических пород в Кураминской подзоне обусловлено дифференциацией базальтовой магмы глубинного происхождения, наряду с этим, немаловажное значение имели процессы и глубинной ассимиляции[1].

*
* *

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА УЗБЕКИСТАНА

Изложенный материал позволяет наметить некоторые особенности вулканизма в структурно-формационных зонах Узбекистана.

Вулканические процессы в Узбекистане проявились в основном в палеозое (от кембрия до P—T). Мезозойский вулканизм, предполагаемый рядом исследователей, для территории Узбекистана не характерен а докембрийский вулканизм достоверен для Южного Узбекистана, Чаткала, а в остальных районах пока проблематичен.

На территории республики выделено два ряда вулканогенных формаций: геосинклинальный и орогенный.

Геосинклинальные формации (спилито-диабазовая, андезито-альбитофировая и др.) развиты в Южном Тянь-Шане и Чаткале, где они локализуются в узких, вытянутых вдоль глубинных разломов, долгоживущих прогибах, ориентировка которых в целом повторяет ориентировку главных структурных элементов региона.

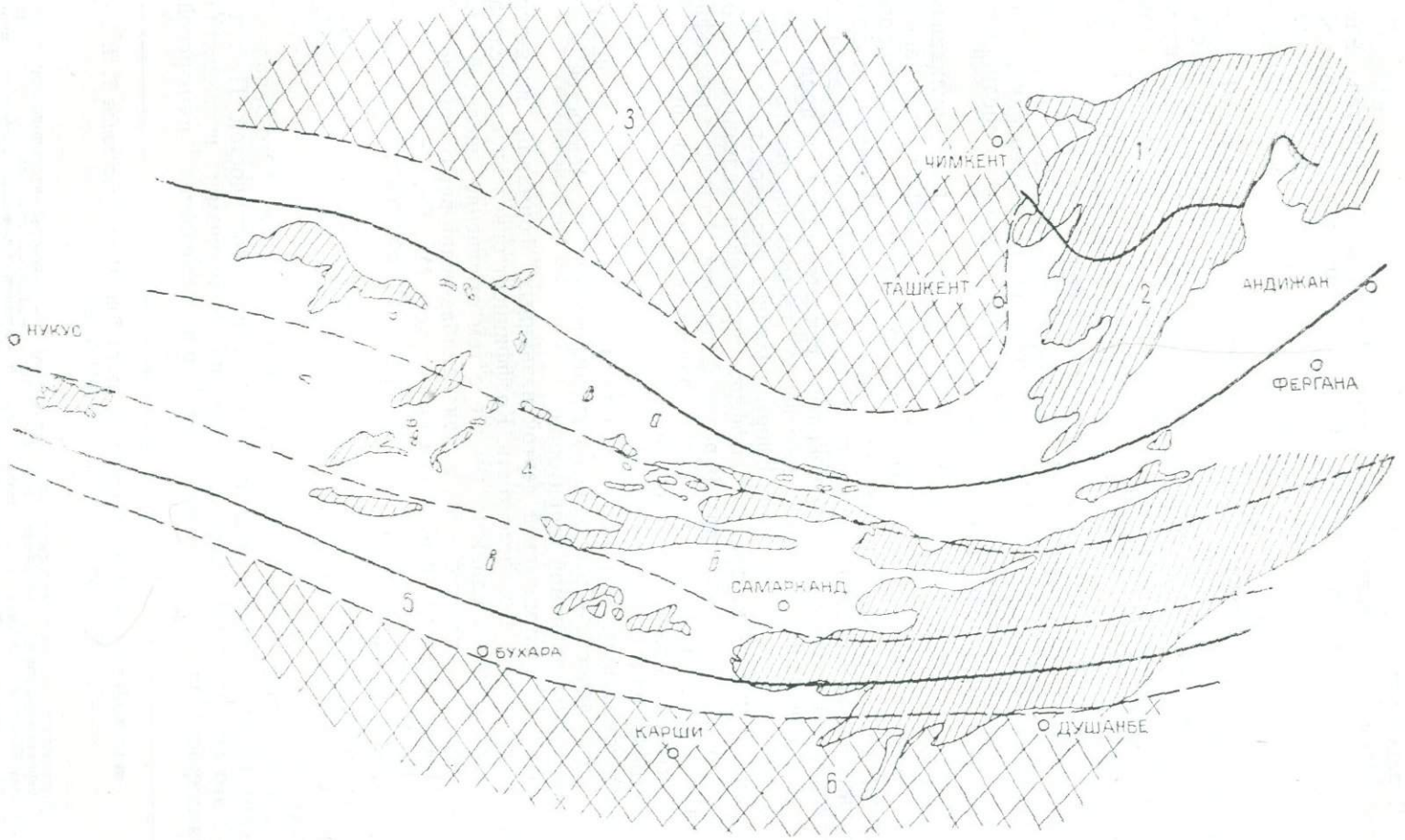
Вулканогенные формации геосинклинального ряда сформировались в подводных условиях и довольно однотипны по составу — характеризуются преимущественным развитием пород эффузивной фации при подчиненном значении эксплозивных и субвулкано-экструзивных образований. Величина коэффициента эксплозивности различна для разных формаций (спилито-диабазовой — 20, андезит-альбитофировой — 60), но даже при наивысшем значении не выходит за пределы, характеризующие вулканы нормального типа (Ритман, 1964).

Орогенные формации включают андезитовую, трахибазальтово-дацитовую и липаритовую формации, а также щелочные базальты и др. Среди них удельный вес формаций среднего и кислого состава весьма значителен. В тектоническом отношении этот ряд формаций окаймляет срединные массивы или накладывается на них, образуя сложные вулкано-плутонические пояса (Кызылкумо-Кураминский и Хорезмско-Гиссарский) протяженностью 800—1000 *км* при ширине 70—150 *км* (Карпова, 1968). Внутри них вулканогенные формации локализуются в наложенных, зачастую дискордантных вулкано-тектонических депрессиях (мульды проседания, кальдеры обрушения, грабен-синклинали) и тесно сопряжены с интрузивной деятельностью.

В орогенных формациях отмечается широкое разнообразие фаций. Преимущественно распространены эксплозивные (туфы, туфолавы, игнимбриты) и экструзивно-субвулканические породы, а продукты эффузивной фации имеют резко подчиненное значение. Извержения характеризуются высоким индексом эксплозивности и относятся к стромболианскому, катмайскому и вулканскому типам (E=70—100).

---

[1] Т. Н. Далимов считает, что в разнообразии вулканитов процессы ассимиляции как краевой, так и глубинной не играют роли, так как в случае высоких градиентов температуры в системе происходит резкое сокращение времени охлаждения и возможности проявления ассимиляции крайне ограничены.


3
1
2
ЧИМКЕНТ
ТАШКЕНТ
АНДИЖАН
НУКУС
ФЕРГАНА
САМАРКАНД
БУХАРА
КАРШИ
ДУШАНБЕ
а
б
в
г
д
5
6

В результате анализа материалов по размещению и локализации вулканогенных и вулкано-плутонических формаций Узбекистана предложено новое районирование республики, в основу которого (рис. 48) положены материалы по вулканизму и магматизму с учетом данных предыдущих авторов (В. Г. Гарьковец и др., 1968; М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, 1970).

Выделяются следующие структурно-формационные зоны: Чаткальская миогеосинклинальная, Фергано-Кураминский срединный массив, Букантау-Карачатырская эвгеосинклинальная, Ауминза-Зарафшанская миогеосинклинальная и Султануиздаг-Зарафшанская эвгеосинклинальная зоны Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы, Кызылкумо-Кураминский и Хорезмско-Гиссарский вулкано-плутонические пояса и Байсунский срединный массив. Как видно из схемы, Южно-Тянь-Шаньская геосинклинальная система имеет отчетливо выраженное симметричное строение, выражающееся в смене миогеосинклинальных зон эвгеосинклинальными и в пограничной полосе со срединными массивами — вулкано-плутоническими поясами.

В Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системе вулканизм проявлялся от кембрия до нижнего карбона включительно. Этот период характеризуется геосинклинальным типом вулканизма, в ходе которого сформировались спилито-диабазовая, андезит-альбитофировая и диабаз-кварц-кератофировая формации. Первая (недифференцированная) проявлялась во времени неоднократно, свидетельствуя о продолжительности начальной стадии собственно геосинклинального этапа. В конечную стадию этого этапа сформировались последовательно дифференцированная и контрастно дифференцированная андезит-альбитофировая и диабаз-кварц-кератофировая формации. Андезит-альбитофировая, как правило, сопряжена в пространстве и близка во времени с перидотитовой и габбро-плагиогранитовой формациями, образующими офиолитовый ряд. Однако несмотря на близость во времени, собственно геосинклинальный вулканизм этой зоны всегда предшествует интрузивной деятельности — это одна из специфических особенностей магматизма рассматриваемой территории.

Главной петрохимической чертой названных формаций является малая титанистость и железистость. Коэффициент окисленности железа для них всегда ниже единицы. Вместе с тем отношение щелочей для первых двух составляет 80—90, а для диабаз-кварц-кератофировой — 30—50. Геохимическим фоном для них служат Mn, Ba, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Pb. Из них Mn, Cr, Co, Cu и нередко Pb содержатся в количествах выше кларковых.

Отмечается марганцевоносность диабаз-кварц-кератофировой формации, с андезит-альбитофировой связано медно-колчеданное и золотое оруденение.

В периферии Байсунского срединного массива (Юго-Западный Гиссар) вулканическая деятельность имеет ряд особенностей. Прежде всего это антидромный характер развития вулканизма: повсеместно нижнекарбоновая липаритовая формация сменяется намюрской

Рис. 48. Схема районирования Узбекистанской части Тянь-Шаня (составили Т. Н. Далимов, А. А. Кустарникова).

1 — Чаткальская миогеосинклинальная зона; *2* — Курамино-Кызылкумский вулкано-плутонический пояс; *3* — Фергано-Кураминский срединный массив; *4* — Южно-Тянь-Шаньская геосинклинальная система (*а* — Букантау-Карачатыр-Алайская эвгеосинклинальная зона; *б* — Ауминза-Туркестано-Зарафшанская миогеосинклинальная зона; *в* — Султануиздаг-Зарафшанская эвгеосинклинальная зона); *5* — Хорезмско-Гиссарский вулкано-плутонический пояс; *6* — Байсунский срединный массив.

спилито-диабазовой. Наибольший параксизм вулканической деятельности приходится на нижний карбон, когда формируется мощная липаритовая формация, приуроченная к наложенным вулкано-тектоническим депрессиям, и ослабевает в перми. Появление нижнекарбоновой формации обусловлено активизацией герцинских тектоно-магматических процессов в смежной эвгеосинклинальной зоне. Особенности ее заключаются в том, что она формируется в континентальных прибрежно-морских условиях и подвергнута зеленокаменному перерождению. Среди пород липаритовой формации резко преобладает эксплозивная фация при подчиненном значении эффузивных и субвулкано-экструзивных пород. В петрохимическом и геохимическом отношении липаритовая формация относится к эвтектоидному типу. Она специализирована на Pb, Zn, Cu, а зоны их вторичных изменений — на золото. Одной из существенных особенностей ее является низкая железистость.

Спилито-диабазовая формация, наложенная на липаритовую, рассматривается как результат отраженной активизации срединного массива, обусловленной собственно геосинклинальным этапом развития смежной геосинклинали. Поэтому эта формация наследует особенности, присущие спилитам и диабазам Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы, а именно — низкую железистость и титанистость, породы специализированы на Ni, Co, Cu.

Обрамление Фергано-Кураминского срединного массива (Кызылкумо-Кураминский вулкано-плутонический пояс) характеризуется чрезвычайно высокой мобильностью и насыщенностью продуктами магматической деятельности. Главная масса вулканогенных образований формируется в сравнительно небольшой отрезок времени — от карбона до пермо-триаса. В ранние стадии развития этой структуры формируется базальтово-трахиандезитовая формация, которая в среднюю и позднюю стадии сменяется типичными орогенными формациями — андезитовой, андезито-дацитовой, липаритовой. В заключительную стадию происходит формирование щелочных базальтов (хребет Каржантау и др.). Характерной особенностью этого пояса является тесная связь гранитоидных интрузий с вулканогенными породами, сопровождающаяся образованием сложных вулкано-плутонических ассоциаций, формаций и комплексов. Обрамление Фергано-Кураминского массива может рассматриваться как своеобразный вулкано-плутонический пояс, в котором Каржантау-Кураминские горы представляют восточный сектор.

Вулканогенные формации обладают рядом петрохимических и геохимических особенностей: высокой железистостью, титанистостью, резкой обогащенностью щелочами при преобладании калия над натрием, фтором и другими элементами. Они в целом специализированы на Pb, Zn, Cu, Au, Ag и F.

Вопрос о сопряженности вулканической и интрузивной деятельности для рассматриваемой территории освещен в работах Ф. Ш. Раджабова (1962, 1964), В. А. Арапова (1964), Т. Н. Далимова (1964, 1965).

Исследователи неоднократно отмечали весьма сходную структурно-тектоническую, возрастную, вещественную сопряженность отдельных вулканогенных формаций с интрузивной деятельностью. В ряде районов отмечается полная автономность вулканизма и плутонизма (Западный Узбекистан, Чаткальский, Пскемский, Сандалашский хребты), что еще раз подтверждает мнение некоторых ученых (Устиев, 1969) о наличии трех типов магматических формаций: вулканической, вулкано-плутонической и плутонической.

Сложные вулкано-плутонические формации (ассоциации) характерны только для пограничных участков, выделенных нами как вулкано-плутонические пояса.

В Курамино-Кызылкумском поясе вулканические процессы теснейшим образом переплетаются с плутоническими как в возрастном и вещественном отношении, так и в структурно-геологическом. Каждая вулканогенная формация здесь имеет свой интрузивный эквивалент (карамазарские гранодиориты и андезиты, липариты и гранит-аляскиты). В соответствии со структурно-генетической классификацией Е. К. Устиева (1969), в этом районе выделяются типичные вулкано-плутонические формации намюр-нижнебашкирского и среднекарбонового возраста. Минбулакская и акчинская свиты, сложенные андезитами, андезито-дацитами, параллелизуются с гранодиоритами, гранитами среднего и верхнего карбона (карамазарский тип, по Н. П. Васильковскому, 1952). Обе фации формируются в одно и то же время, характеризуются структурно-геологическим и вещественным сходством (Далимов, Урунбаев, 1967, 1968; Арапов, 1965), но не переходят одна в другую. Это обстоятельство, а также прорывание их породами интрузивных вулканитов обусловлено, по нашему мнению, парагенетической связью между вулканизмом и интрузивным процессом.

В пермское и пермотриасовое время формируется комплекс синхронно развивающихся эффузивных и интрузивных пород, относящихся (Устиев, 1969) к типу вулкано-плутонов. Это — липаритовая формация, ее субвулканические и гипабиссальные аналоги (Бабайтаг, Самгар, Кызылнура, Чаркассар и т. д.). В этом случае устанавливается множество постепенных переходов от одной фации к другой, хорошо выражена идентичность состава пород и т. д. (Далимов, 1965). Такие соотношения мы предлагаем называть генетическими. Вулкано-плутонические формации (вулкано-плутоны) или вулкано-плутонические комплексы вместе составляют вулкано-плутонические ассоциации (Устиев, 1969) или ряды вулкано-плутонических формаций.

В Хорезмско-Гиссарском поясе и в периферической части Байсун-Чакчарского стабильного ядра (Юго-Западный Гиссар) гранодиорит-гранитная и андезитовая формации характеризуются одинаковым возрастом C_2—C_3, близким составом, формируются в один и тот же этап развития этого района и могут рассматриваться как вулкано-плутоническая формация. К ним, вероятно, относится и липаритовая C_1 с субвулкано-гипабиссальными аналогами.

Этот вопрос для Южного Узбекистана является в значительной мере дискуссионным и проблематичным. Для его решения необходимы специальные исследования.

В Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системе вулканизм и плутонизм автономны. Вулканические процессы повсеместно предшествуют интрузиям, однако и здесь офиолитовую формацию можно рассматривать как вулкано-плутоническую ассоциацию. Речь идет о тесной пространственной и временной сопряженности базальтоидных формаций с интрузиями основного и ультраосновного состава (перидотитовая, габбро-плагиогранитная формации).

Наличие или отсутствие вулкано-плутонических ассоциаций объясняется геологическим строением отдельных участков, тектонической позицией и характером исходных магм.

Как правило, вулкано-плутонические формации образуются в областях наибольших геодинамических напряжений, на границах двух различно развивающихся структур. Вероятнее всего, на появление вул-

кано-плутонических формаций существенное влияние оказывают глубинность гранитоидных интрузий и их исходный характер.

Нами (Хамрабаев, Далимов, 1968; Далимов, Айзенштат, 1968—1970) показано, что гранитоидные интрузии вулкано-плутонических поясов характеризуются небольшой глубиной становления (2—4 *км*, гипабиссальная и мезоабиссальная фации), тогда как гранитоиды Юго-Западного Гиссара и Западного Узбекистана формируются в условиях *весьма больших глубин* (4—7 и 8—12 *км*) из «сухих», *бедных водою* магм, находятся под большим давлением и не могут подниматься в близповерхностные условия и изливаться на поверхность. Зачастую эти гранитоиды несут признаки аллохтонности (поля мигматитов, конформность по отношению к раме и т. д.). Гранитоидные интрузии вулкано-плутонических поясов резко аллохтонны, формируются из богатых водой и летучими магм. При продвижении в верхние структурные этажи давление падает, а температура повышается, увеличивается механическая активность магмы, которая способна проплавить свою кровлю и излиться на поверхность.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. *Геология скарнов Средней Азии.* Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.

Абдуллаев Х. М. Влияние процессов ассимиляции и гибридизма на состав постмагматических растворов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 3.

Абдуллаев Х. М., Исамухамедов И. М., Хамрабаев И. Х. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Западного Узбекистана. В сб., посвящ., акад. Д. С. Белянкину, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1953.

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, М., Госгеолиздат, 1957а.

Абдуллаев Х. М. *Дайки и оруденение.* М., Госгеолиздат, 1957б.

Абдуллаев Х. М. [и др.]. Типы флюоритовых месторождений и вопросы их прогнозирования. В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х. М. *Магматизм и оруденение Средней Азии.* Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.

Абдрахманов К. А. [и др.]. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 4 (51), 1961.

Абдрахманов К. А. *Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском* Алатау, Алма-Ата, Изд-во «Наука» КазССР, 1965.

Абрамович Е. Л. Литостратиграфическое расчленение карбонатных отложений гор Актау (Тамдытау, Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1969, № 2.

Адамс Дж. А. Содержание урана и тория в вулканических породах. В сб. «Ядерная геология», М., ИЛ, 1956.

Аделунг А. С., Иванов Н. В., Синицын Н. М. Геологическая карта Средней Азии, северо-восточная четверть (Чаткал), Л., Гостоптехиздат, 1941.

Айзенштат В. И. О возможности выделения пермской вулкано-плутонической формации в Кураминском хребте. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

Айсанов Я. Б. Новые данные о стратиграфии ордовикских и нижнесилурийских отложений Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.

Айсанов Я. Б. Стратиграфия палеозойских отложений восточной части Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1968, № 5.

Алферов Г. Ю. [и др.]. Тектоническая карта Узбекской ССР, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.

Амшинский Н. Н. Некоторые закономерности распределения акцессорных элементов в гранитоидах, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 2.

Арапов В. А. К стратиграфии осадочно-эффузивной толщи среднего — верхнего палеозоя Алтынтопкана. Тр. Главгеологии УзССР. Сб. 2, М., Изд-во «Недра», 1962.

Арапов В. А., Ткачев В. П. Распространение оясайской свиты в Кураминском хребте. Тр. Главгеологии УзССР, № 3, М., Изд-во «Недра», 1964.

Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.
Арапов В. А. Кольцевые вулкано-тектонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). В сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации», М., Изд-во «Наука», 1966.
Арапов В. А. Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Тр. Министерства геологии УзССР, вып. 5, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Аренс Л. Х. Геохимическая связь между таллием и рубидием в минералах магматического происхождения. Рудные элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.
Бабаходжаев С. М. [и др.]. Геолого-петрографическая характеристика верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных отложений Восточного Карамазара. Тр. Института геол. ТаджССР, т. VIII, Петрография и минералогия. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
Ахмеджанов М. А., [и др.]. О тектоническом строении Алмалыкского рудного поля. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана (Западный Узбекистан). т. I, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте кокпатасской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. Международный геол. конгресс, XXIII сессия, Доклады советских геологов, проблема 3, Орогенические пояса. М., Изд-во «Наука», 1968.
Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р. Трубкообразные тела вулканитов в Центральных Кызылкумах. «Узб. геол. ж.», 1969, № 5.
Бабаев К. Л. Количественная характеристика вулканогенных формаций Средней Азии. Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Бабаходжаев С. М., Синицына Ю. А. Некоторые особенности акцессорных минералов верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных пород Восточного Карамазара. «Изв. АН ТаджССР», стд. геолого-химических и технических наук, 1963, № 4.
Бабаходжаев С. М., Базиль Б. Ф. Некоторые особенности распределения вулканогенных образований Карамазара. «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1966.
Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1953.
Белов И. В. Некоторые применения теории минерализаторов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 6.
Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1968.
Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 3.
Беус А. А. Бериллий. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Бондаренко В. Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов, М., Изд-во «Недра», 1967.
Борисов О. М. Фергано-Кураминский срединный массив и его положение в системе герцинид Тянь-Шаня. Автореф. докторской диссертации, 1970.
Борисов О. М., Усманов Ф. А. О роли дифференциации при формировании зональных даек Чаткало-Кураминских гор (Западный Тянь-Шань). Тезисы III-го Всесоюзного петрографического совещания. Новосибирск. 1963.
Бородаевская М. Б., Шмидт А. Н. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья, Зап. ВМО, 2 сер., ч. 85, вып.3, 1956.
Бурков В. В. Стронций. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Вагер А., Митчелл Р. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузий Скаергаард (Гренландия). В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», М., Изд-во АН СССР, 1952.
Васильковский Н. П. Материалы к стратиграфии верхней части палеозойской толщи хребта Каржантау. Тр. Узб. филиала АН СССР, серия VIII, геология, вып. 4. Ташкент, Изд-во УзФАН, 1941.
Васильковский Н. П. К истории верхнепалеозойского и мезозойского вулканизма в Западном Тянь-Шане. «Советская геология», 1946, № 2.
Васильковский Н. П. Новые данные о возрасте верхнепалеозойских интрузий юго-западных отрогов Тянь-Шаня. «Изв. АН УзССР», 1947, № 2.

Васильковский Н. П. Стратиграфия верхнепалеозойских интрузивных пород Юго-Западного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. VIII, 1947, № 5.
Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
Васильковский Н. П. О схеме возрастного расчленения верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. *Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 10, 1956.*
Васильковский Н. П., Недзвецкий А. П. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Карамазара с разрезами Чирчик-Ангренского бассейна. Изд-во АН ТаджССР, вып. 17, 1956.
Васильковский Н. П. По поводу статьи Н. П. Кушнарева и А. Б. Каждана «К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня». «Изв. АН СССР», сер. геол., вып. 9, 1959.
Вендланд К. Н. Геология и петрология Алмалыкского рудного района. Тр. САИИ, вып. 2 (10), Ташкент, 1938.
Вершковская О. В. Галлий. Геохимия рудных элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Виноградов А. П. Закономерности распределения элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
Влодовец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн. «Проблемы вулканизма», Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Влодовец В. И. Проблемы туфолав и игнимбритов. Тр. лаборат. вулканологии АН СССР, вып. 20, М., Изд-во АН СССР, 1961.
Власов К. А. [и др.]. Ловозерский шелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Власова М. И. Стратиграфия и вулканизм верхнепалеозойских отложений южной части южного склона Кураминского хребта. «Вест. МГУ», серия биол., почв.-геол., 1958, № 3.
Власова М. И. Новые данные по геологии южной части Карамазара. «Геология и разведка», 1959, № 10.
Воловикова И. М. Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эффузивных породах Чаткальского хребта. Тр. Института геологич. наук АН СССР, вып. 159, сер. петрографическая (№ 32), М., Изд-во АН СССР, 1955.
Воловикова И. М. Петрографические особенности эффузивных пород центральной части южного склона Кураминского хребта (басс. верх. рр. Уткемсу и Карамазар). Тр. Ин-та геологии и рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1957.
Воскресенская Н. Т. [и др.]. Щелочные элементы и таллий в эффузивных породах Северного Кавказа и их петрогенетическое значение. «Вестник МГУ», сер. 4, 1960, № 4.
Герасимовский В. И. Геохимические особенности агпаитовых нефелиновых сиенитов. В кн. «Химия земной коры». т. 1. Тр. геохимической конференции, посвящ. столетию со дня рождения академика В. И. Вернадского, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Герасимовский В. И., Савинова Е. Н. О содержании фтора в вулканических породах Восточно-Африканской рифтовой зоны. «Геохимия», 1969, № 12.
Голованов И. М., Мусин Р. А. Эндогенные формации меди. В сб. «Эндогенные *рудные формации Узбекистана», т. I, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.*
Головин Е. М. О верхнепалеозойском магматизме юго-западной части Чаткальского хребта. В кн. «Матер. ко II Всесоюзному петрографическому совещанию», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Головин Е. М., Юрьева Л. А. К геохронологии герцинского магматизма Алмалыкского рудного поля. *Зап Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.*
Горецкая Е. Н., Рысин Л. Г. Нижнекаменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре на примере Ханакинской интрузии плагиогранитов. Зап. ВМО, вып. I, 1959.
Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. В сб. «Проблемы вулканизма» (материалы к I Всесоюзному вулканологическому совещанию 15—17 сентября 1959), Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Горецкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. ВМО, т. 90, вып. 2, 1961.
Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссара. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 4, Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1961.
Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории развития Южного Гиссара. Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1962.
Горьковой О. П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1960.

Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры земной коры. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», М., Изд-во АН СССР, 1963.
Грушкин Г. Г. *Некоторые итоги изучения температур образования кварцев и флюоритов.* Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 4, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1949.
Грушкин Г. Г. Об изменениях физико-химических факторов равновесия при минералообразовании на флюоритовом месторождении Аурахмат. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 2, 1958.
Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
Грушкин Г. Г. Некоторые особенности формирования флюоритовых месторождений. «Геология рудных месторождений», 1964, № 1.
Гуляева А. В. Генезис плавиковошпатовых месторождений Забайкалья, Тр. ВИМС, вып. 119, М., 1937.
Гуляева А. В. О некоторых поисковых признаках на плавиковый шпат. Тр. ВИМС, вып. I, нов. сер., М., 1949.
Гущенко И. И. Некоторые геохимические особенности пепловых отложений современных и недавних извержений. В кн. «Современный вулканизм», М., Изд-во «Наука», 1966.
Далимов Т. Н. Игнимбриты оясайской свиты верховьев р. Шавас (юго-западные склоны Чаткальского хребта). «Узб. геол. ж.», 1964, № 1.
Далимов Т. Н. Содержание связанной воды в породах Бабайтагского массива. «Узб. геол. ж.», 1964, № 3.
Далимов Т. Н. Верхняя пермь-нижнетриасовый вулкано-плутонический комплекс правобережья р. Ангрен и некоторые вопросы фациальности магматизма (Срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1965.
Далимов Т. Н. *О мареканитах правобережья р. Ангрен. Зап. Узб. отд. ВМО,* вып. 17, 1966.
Далимов Т. Н., Урунбаев К. Вулкано-плутонические комплексы юго-западных отрогов Чаткальского хребта. ДАН СССР, т. 175, 1967.
Далимов Т. Н. О петрографических особенностях и взаимоотношениях чилтенских, бабайтагских граносиенитов. «Узб. геол. ж.», 1967, № 1.
Далимов Т. Н. [и др.]. О возрасте и последовательности образования субвулканических образований хр. Сурхантау (юго-западные отроги Гиссара). «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
Джантуганов Н. И. Особенности размещения медно-молибденового оруденения Саукбулакского рудного поля (Алмалыкский рудный район), автореф. канд. дисс., Ташкент, 1965.
Дунин-Барковская Э. А. Минералогия таллийсодержащего свинцово-цинкового месторождения Лачин-Хана (Западный Тянь-Шань, Угамский хребет), автореф. канд. дисс., Ташкент, 1963.
Дунин Барковская Э. А., Рахманов К. А. Роль осадочно-вулканогенных пород в формировании и локализации медно-флюоритовых рудных тел Дудесайского месторождения. В кн. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 18, 1966.
Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., ИЛ, 1936.
Дюгаев И. В. Материалы к петрографии Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV, 1935.
Евтюхина И. А. [и др.]. Кислотно-основные свойства некоторых алюмосиликатных расплавов — упрощенных аналогов горных пород. ДАН СССР, т. 175, 1967, № 6.
Елисеева О. П. *Об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта.* «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5.
Ермаков И. А. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского университета, 1956.
Еськова Е. М. Ниобий. Геохимия редких элементов. Том. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Жукова А. С. Германий. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 3.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Звягинцев Л. И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части рудного Алтая, М., *Изд-во «Наука», 1965.*

Иванов В. В. Таллий. Геохимия редких элементов, т. 1, М., Изд-во «Наука», 1964.
Иванов С. Н. К вопросу о номенклатуре эффузивных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 7.
Исамухамедов И. М. К петрологии Нуратинского интрузива. «Изв. АН УзССР», 1947а, № 2.
Исамухамедов И. М. Петрография Чимганского массива, Ташкент, Изд-во АН СССР, 1947 б.
Исамухамедов И. М. О роли краевой ассимиляции в петрогенезисе. «Изв. АН УзССР», 1955, № 10.
Исамухамедов И. М., Покровский А. В. О возрасте Алмалыкского сиенито-диоритового массива. «Изв. АН УзССР», 1957, № 1.
Исамухамедов И. М. Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изд. ТашГУ, 1962.
Исамухамедов И. М., Пимшина В. А. О происхождении эффузивов Кайраксая. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 14, 1962.
Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Султанов М. С. Главнейшие факторы образования изверженных горных пород. Тезисы II Среднеазиатского петрографического совещания, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
Исамухамедов И. М., Купченко П. Д. Гиссаро-Кугитангский регион. В сб. «Петрография Узбекистана», т. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1965.
Кадыров М. Х., Мирходжаев И. М. К стратиграфии осадочно-вулканогенных отложений центральной части северного склона Кураминского хребта, «Узб. геол. ж.», 1966, № 2.
Кадыров М. Х. К стратиграфии осадочно-вулканогенных отложений акчинской свиты междуречья Уткемсу и Карамазар. В сб. «Геология, стратиграфия и сейсмология Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Кадыров М. Х. Некоторые закономерности распределения редких щелочей и таллия в осадочно-вулканогенных породах C_2 и C_3 междуречья Уткемсу—Карамазар (Кураминский хребет). «Узб. геол. ж.», 1967, № 1.
Кадыров М. Х. О распределении рассеянного бора в вулканогенных породах C_2+C_3 центральной части Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
Кадыров М. Х. Распределение малых химических элементов в осадочно-вулканогенных породах среднего и верхнего карбона центральной части Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1968, № 5.
Кадыров М. Х. Петрография и некоторые геохимические особенности вулканогенных образований среднего — верхнего карбона центральной части Кураминского хребта. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
Каждан А. Б. Об интрузивных фазах верхнепалеозойских гранитоидов центральной части Чаткальского хребта. ДАН СССР, т. 100, 1955, № 2.
Калабина М. Г. Карта глубин эрозионного среза Чаткало-Кураминской горной системы с момента образования месторождений кварц-барит-флюорит-полиметаллической формации. В кн. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии». М., Изд-во «Наука», 1964.
Карпова Е. Д. Трахиандезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканических пород р. Бадам (хр. Каржантау), ДАН СССР, т. 113, 1957, № 4.
Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», вып. 8, 1959.
Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения палеозойских ископаемых». т. III, М., 1960.
Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 155, Л., 1968.
Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
Ковриго О. А. Геология и минералогия проявлений свинца, цинка, меди и ртути западной части Таласского Алатау. В кн. «Геология и минералогия полиметаллических и медных месторождений Южного Казахстана». Алма-Ата, Изд-во «Илим», 1968.
Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галлоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. «Геохимия», 1961, № 12.
Когарко Л. Н. Особенности распределения фтора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива (Кольский полуостров). «Геохимия», 1962, № 4.
Когарко Л. Н. Геохимия фтора в основных породах на примере Ловозерского массива. «Геохимия», 1964, № 2.

Когарко Л. Н. Область расслоения в расплавах системы Si, Al, Na, O, F. ДАН СССР, т. 176, 1967, № 4.
Когарко Л. Н. [и др.]. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу. «Геохимия», 1968, № 8.
Козлова О. Г. Редкие земли в плавиковых шпатах различных месторождений СССР, т. IV, М., 1938.
Комлев Л. В. К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии. Тр. РИАН СССР, т. IV, М., 1938.
Коптев-Дворников В. С. [и др.]. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Изд-во «Недра», 1967.
Коптев-Дворников В. С., Ефремова С. В. Типы липаритовой формации. Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания, Баку, 1969.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. лаб. вулканологии, вып. 19, М., Изд-во АН СССР, 1961.
Королев А. В. Геология Алмалыка. В сб. «Алмалык», Ташкент, Изд-во «Средазгосплан», 1933.
Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., 1954.
Корренс К. У. Геохимия галогенов. В кн. «Физика и химия Земли», М., ИЛ, 1958.
Корсаков В. С. [и др.]. Литологическая характеристика и стратиграфическое положение катармайской свиты в Зиаэтдинских горах. «Узб. геол. ж.», 1969, № 5.
Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений. Изв. высш. уч. заведений, 1961, № 1.
Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. Рудоносность вулканогенных формаций. Тезисы докл. на совещании 14—17 мая 1963. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра», 1964.
Кузьменко М. В. Тантал. Геохимия редких элементов. т. 1, М., Изд-во «Наука», 1964.
Кухтиков М. М. Тектоническое районирование и история развития Гиссаро-Алая в палеозое. В сб. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана», М., Изд-во «Наука», 1967.
Куцев Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения $Fe_2O_3 : FeO$ в магматических горных породах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 11.
Кушнарев И. П., Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 5.
Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.
Лаверов Н. П., Иванов И. Б., Беликов Б. П. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», 1964, № 10.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Уч. зап. ЛГУ, т. 3, № 17, 1937.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Порфировидное строение и эвтектика. «Избр. тр.», т. 1, М., 1949.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. т. IV, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Лихачев Ю. А., [и др.]. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Тр. ВСЕГЕИ «Проблема нефтегазоносности Средней Азии», Нов. сер., т. 105, вып. 15. Л., Гостоптехиздат, 1963.
Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, М., 1926, № 1.
Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Лощинин В. П., Халецкая О. Н. Ритмостратиграфия тасказганской свиты в урочище Тасказган (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
Лурье М. Л. Вулканизм и магматические породы УзССР. В кн. «Геология УзССР», т. 3, Ташкент, 1939.
Лучицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород. Тр. Восточно-Сибирского геол. ин-та, вып. 5, «Геология и петрография докембрия», М., Изд-во АН СССР, 1962.
Лучицкий И. В. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. Тр. лаб. палеовулканологии КазИИМСа, вып. 2, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 12.
Мазаненко Н. А. О кембрийских и ордовикских отложениях Каракчатая (Южный Тянь-Шань). ДАН УзССР, 1968, № 7.
Малахов А. А. Эндогенные формации флюорита. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Малеев Е. Ф. О картировании разрывных нарушений в вулканических областях «Сов. геология», 1960, № 10.
Малеев Е. Ф. О принципах картирования вулканогенных образований. Тр. лаб. палеовулканологии КазИИМСа, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1964.
Малеев Е. Ф. *Генетические типы шаровых (подушечных) лав.* ДАН СССР, т. 159, 1964, № 6.
Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., Изд-во «Наука», 1964.
Малеев Е. Ф. Опыт картирования вулканических формаций. В сб. «Методика картирования вулканических формаций», М., Изд-во «Наука», 1969.
Марковский А. П. *Новые данные о стратиграфии и тектонике Зарафшано-Гиссарской горной системы.* Изв. ГГРУ, вып. 50, 1932.
Марковский А. П. Зарафшано-Гиссарская горная область. Тр. ТПЭ, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические магматические очаги. Тр. лаб. вулканологии, вып. 10, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Мархинин Е. К. Роль вулканических процессов в формировании земной коры. В кн. «Современный вулканизм», М., Изд-во «Наука», 1966.
Мельникова Г. Б. К петрологии среднедевонских кварцевых порфиритов на Южном Урале. В сб. «Вулканические породы Урала», Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1968.
Матчанов Д. О зональных дайках Алмалыкского района. «Узб. геол. ж.», 1964, № 6.
Мацокина-Воронич Т. М., Раджабов Ф. Ш. *Некоторые особенности петрологии и металлогении* Чаткало-Кураминского района. Вопросы магматизма и металлогении СССР (материалы ко II Всесоюзному петрограф. совещанию), Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. *Тр. ЦНИГРИ, вып. 27, М.—Л., 1935.*
Мирходжаев И. М. К петрографии околорудных изменений в эффузивных породах. Зап. Узб. отд. ВМО, № 8, 1955.
Мирходжаев И. М., Раджабов Ф. Ш. Некоторые вопросы петрохимии вулканогенных и интрузивных пород верхнего палеозоя Кураминской подзоны. «Узб. геол. ж.», 1961, № 4.
Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных пород. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 159, М., Изд-во АН СССР, 1966.
Мусин Р. А. К разработке научных основ поисков алюминиевого сырья. «Узб. геол. ж.», 1964, № 1.
Мусин Р. А. Формация рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского района, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Мушкин И. В., Колесник В. И. *Геолого-петрографические особенности сиенит-эссексит-шонкинитовых интрузий окрестностей Бричмуллы.* «Узб. геол. ж.», 1968, № 4.
Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Наследов Б. Н. Карамазар. В кн. «*Геология Узбекской ССР*», т. I, Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1937.
Наумов Г. Б., Рыженко Б. И. Справочник термодинамических величин (для геологов). М., 1968.
Николаев В. А. Щелочные породы Ирису и западного окончания Александровского хребта. «Путеводитель экскурсий III Всесоюзного геологического съезда», Ташкент, 1928.
Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Сов. геол.», 1944, № 1.
Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 2.
Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., Изд-во АН СССР 1958.
Овчинников С. К. *Структура Южного Гиссара и основные черты его развития* Автореферат канд. дисс., Л., 1956.

Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона. «Изв. АН ТаджССР», вып. 1, 1959.
Овчинников С. К. Структурные этажи Южного Гиссара. «Изв. АН ТаджССР», вып. 3, 1959.
Орлова М. П. Щелочные базальтоиды р. Даубаба (Таласский Алатау). Информ. сб. Всесоюзного научно-исследовательского геол. ин-та, № 16, Л., 1959.
Пейве А. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 5—6.
Петров В. П. Основные классификации туфовых и вулканогенных пород. В кн. «Проблемы вулканизма», М., Изд-во АН СССР, 1959.
Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. Тр. лаб. вулканологии АН СССР, вып. 20, М., Изд-во АН СССР, 1961.
Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 3.
Петрография Узбекистана. Кн. I, II, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1964, 1965.
Покровский А. В. О краевом Южно-Гиссарском глубинном разломе. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
Покровский А. В. Основные закономерности карбонового вулканизма Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд. СамГУ, 1960.
Пятков К. К. [и др.]. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. Тр. Главгеологии УзССР, вып. 4, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
Пятков К. К., [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Пятков К. К. [и др.]. О биогермах палеозоя Тамдытау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1969, № 2.
Раджабов Ф. Ш. К вопросу о роли летучих компонентов в ассимиляционных процессах. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
Раджабов Ф. Ш. О синхронности интрузивной и эффузивной деятельности и геологическом значении вулканогенных свит. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 14, 1962.
Раджабов Ф. Ш. Магматизм Кураминских гор. Автореферат докторской диссертации. Ташкент, 1962.
Раджабов Ф. Ш. Ассимиляционная дифференциация гранитной магмы и роль порфиробластов щелочного полевого шпата в этом процессе. В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
Раджабов Ф. Ш. [и др.]. Вулкано-плутонические формации Кураминской подзоны (Срединный Тянь-Шань). Тезисы докладов на I Среднеазиатском региональном петрографическом совещании. Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
Рахманов К. А. Некоторые петрохимические особенности нижне-среднекарбоновых эффузивных пород северо-восточной части хр. Каржантау. В кн. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Рахманов К. А. Щелочные эпилейцитовые эффузивные породы бассейна р. Уя (хр. Каржантау). «Узб. геол. ж.», 1968, № 6.
Рехарский В. И., Крутецкий О. В. Уран в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 7.
Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.
Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
Ритманн А. Определение сериального индекса вулканических горных пород. В сб. «XII Генеральная ассамблея МГГС». М., Изд-во АН СССР, 1959.
Ритманн А. Вулканы и их деятельность. М., Изд-во «Мир», 1964.
Руб М. Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. «Советская геология», 1964, № 1.
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., 1964, № 1.
Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Юго-Западного Гиссара, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Рудич К. Н. *О соотношении субвулканических образований с магматическими породами* других фаций (на примере хр. Сарычева). «Общие вопросы вулканизма», Тр. лаб. вулкан., вып. 21, М., Госгеолтехиздат, 1962.

Рудич К. Н. О соотношении фаций в древних вулканических образованиях. «Проблемы палеовулканологии». Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.
Сабдюшев Ш. Ш. [и др.]. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Садыков Р. А. Этапность минералообразования и характерные черты парагенных ассоциаций в минерализованной зоне Кумбельского разлома в междуречье Ангрен-Чирчик. «Узб. геол. ж.», 1962, № 4.
Садыков Р. А. О кумбельском сдвиге. «Узб. геол. ж.», 1964, № 3.
Садыков Р. А. [и др.]. Некоторые вопросы стратиграфии осадочно-вулканогенных образований верхнего палеозоя северо-восточной части хр. Каржантау. В кн. «Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана». Материалы XIII конференц. молодых ученых АН УзССР. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Салов П. И. Некоторые данные о палеозойском магматизме правобережья Ангрена. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 12, 1958.
Санделл Э., Голдич С. Редкие минералы некоторых американских изверженных пород. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах». М., ИЛ, 1952.
Семенов Е. М. Иттрий. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Семенов И. В. Закономерности распределения элементов-примесей в андезито-базальтовой субформации Урала. В сб. «Вулканические породы Урала», Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1968.
Семихатов С. В. Намюрский ярус и его значение в стратиграфии карбона в СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 30, № 5, 1955.
Сергунькова О. И. Стратиграфия палеозоя западной оконечности Таласского Алатау. Изд. Среднеазиатского горного ин-та, вып. 2, Ташкент, 1935.
Сикстель Т. А. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта. Тр. Узглавгеологии, сб. 1, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. «Вестник ЛГУ», 1957, № 12.
Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
Слепнев Ю. С. Особенности распространения лития и рубидия в некоторых гранитоидах Якутии. «Геохимия», 1964, № 2.
Слепнев Ю. С. [и др.]. Литий. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Слепнев Ю. С., Бойко Т. Ф. Рубидий. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералогический сборник Львовского геологического об-ва, № 4, 1950.
Соловьева М. П. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 76, М., 1963.
Солодов Н. А. [и др.]. Цезий. Геохимия редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Сперанская И. М. О классификации и номенклатуре туфогенных пород. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Сперанская И. М. [и др.]. О некоторых петрографических особенностях и свойствах полевых шпатов изверженных пород Арманской вулкано-плутонической ассоциации (Приморье). «Проблемы палеовулканологии», Тр. лабор. палеовулканологии, вып. № 1, Алма-Ата, Изд-во «Илим», 1963.
Ставров О. Д. К геохимии цезия в щелочных породах. «Геохимия», 1965, № 3.
Старицын Ф. В. Использование микроэлементов для стратиграфического расчленения эффузивных толщ Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1964, № 2.
Степанов Д. Л. Каменноугольная система и ее основные стратиграфические подразделения. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 1.
Страхов Н. И. Основы теории литогенеза. т. I и II, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Таль-Вирский Б. Б. История тектонического развития Западного Узбекистана в свете результатов геофизических работ. В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана, Каракалпакии». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
Тарасенко А. Т. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46, Л., 1961.
Тиррель Г. В. Вулканы. М., ОНТИ, 1934.
Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. И. Цирконий. Геохимия редких элементов, т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Ткачев В. Н. Липаритовая формация Кураминской подзоны. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.

Толкунов А. Е. Геологическая структура флюоритового месторождения Агата (Чаткальский хребет), приуроченного к жерловым фациям кислых эффузивов. «Узб. геол. ж.», 1965, № 3.
Толкунов А. Е., Максимова И. Г. О влиянии физико-механических свойств рудовмещающих пород на локализацию флюоритового и свинцово-цинкового оруденения (на примере месторождений Агата и Чибаргата, Средняя Азия). В кн. «Физико-математические свойства горных пород верхней части земной коры», М., Изд-во «Наука», 1968.
Толкунов А. Е. Закономерности размещения флюоритового оруденения в Чибаргатанском рудном районе. «Узб. геол. ж.», 1970, № 1.
Толстихина Н. М. Геология СССР. Том XII, М., Госгеолиздат, 1944.
Толстихин О. Н. К вопросу о количестве ювинильной воды, выделяющейся при образовании эффузивных пород. «Геохимия», 1961, № 11.
Труды совещания по вопросу об обмене намюрского яруса и его положения в каменноугольной системе (7—10 июня 1954). Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
Турекьян К. К., Калп Д. Ж. Геохимия стронция. В сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.
Тэреэк З. Предложение по усовершенствованию классификации и методики изучения пирокластических горных пород. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 2.
Узаков Х. К структурно-формационному районированию палеозоя скрытых территорий Юго-Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
Урунбаев К. У., Шарипов Т. Т., Далимов Т. Н. Распределение редких щелочей и таллия в кислых эффузивах правобережья р. Ангрен. ДАН УзССР, 1967, № 8.
Урунбаев К. У. [и др.]. Распределение редких щелочей и таллия в вулканогенных образованиях Кураминской подзоны. «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
Урунбаев К. У., Далимов Т. Н. Вулкано-плутонические комплексы юго-западных отрогов Чаткальского хребта. ДАН СССР, т. 3, 1967, № 175.
Усов М. А. Фазы эффузивов. Изв. Томского технол. ин-та, т. 46, 1925.
Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 11.
Устиев Е. К. Проблема вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 12.
Фаворская М. А. [и др.]. Связь магматизма и эндогенной минералогении с блоковой тектоникой. М., Изд-во «Наука», 1969.
Фремд Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. «Проблемы палеовулканологии». Тр. лабор. палеовулк., вып. 1, Алма-Ата, 1963.
Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур земной коры и деформации горных пород. М., 1960.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. К распределению редких щелочей и таллия в породах и минералах гранитоидных массивов Западного Узбекистана и центральной части Чаткало-Кураминских гор. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Распределение малых и редких элементов в некоторых магматических массивах Западного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.
Хамрабаев И. Х., Горецкая Е. Н. Состояние изученности магматических образований Средней Азии и задачи дальнейших петрологических исследований. Тез. Ср. Азиат. петрограф. совещания, Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Пояса основных и ультраосновных пород Узбекистана. Тр. геологов Узбекистана к XXII сессии Международн. геол. конгресса 1964 г., Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. К методике изучения и классификации акцессорных минералов гранитоидов с целью расчленения и корреляции магматических формаций (на примере гранитоидов Западного Узбекистана и Чаткало-Кураминских гор). В кн. «Первое Среднеазиатское региональное петрографическое совещание», Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.
Хамрабаев И. Х. Петрографо-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. О фациальности гранитоидов Узбекистана. ДАН СССР, вып. 185, 1969.
Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фации глубинности гранитоидных формаций и опыт составления крупномасштабных карт фаций (на примере гранитоидных формаций Узбекистана и сопредельных территорий) Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания, Баку, Изд-во АН АзербССР, 1969.

Хетчиков Л. И. [и др.]. *Изменения карбонатных пород под влиянием паров* фторосиликатного расплава. VIII Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии (тезисы докладов), Новосибирск, 1968.
Хорват В. А., Салов П. И. Некоторые петрохимические и геохимические особенности эффузивов верхнего палеозоя правобережья р. Ангрен. «Узб. геол. ж.», 1960, № 5.
Хорстман Э. Л. *Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных горных* породах. «Геохимия редких элементов». Сб. статей, М., ИЛ, 1959.
Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Государственное научно-техническое издательство, 1956.
Четвериков С. Д. Новые данные о средних величинах составов магматических *горных пород по С. Р. Ноккольдсу.* Бюлл. Москов. об-ва испыт. природы, № 3, Отдел геол., 36, 1961.
Червяковский Г. Ф. Роль вулканического процесса в формировании структур Урала. В сб. «Вулканические породы Урала», Свердловск, УФАН СССР, 1968.
Чикрызов Г. С. Интрузивные комплексы юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. САГУ, вып. 39, Ташкент, 1953.
Чуенко П. П. *Юго-западные отроги Гиссарского хребта.* В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 2, М., 1937.
Шарипов Т. Т. К распределению редких щелочей и таллия в вулканогенных породах среднего и верхнего карбона (акчинская и частично оясайская свиты) на правобережье р. Ангрен. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Шарипов Т. Т., Далимов Т. Н. *Некоторые особенности вещественного состава* и строения субвулканических интрузий юга горы Сурхантау. «Узб. геол. ж.», 1969, № 6.
Шарфман В. С. Признаки жерловых и прижерловых зон на эродированных палеовулканах. «Советская геология», 1969, № 4.
Шоу Д. М. Геохимия таллия. В сб. «Геохимия редких элементов», М., ИЛ, 1959.
Штейнберг Д. С. *О химической классификации эффузивных горных пород.* Тр. Уральского филиала АН СССР, 1964.
Штейнберг Д. С. Биварианная серия эффузивных пород Урала. В сб. «Вулканические образования Урала», Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1968.
Щеглов А. Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. «Геология рудных месторождений», сер. геол., 1961, № 3.
Щеглов А. Д. *Металлогения областей автономной активизации* М., Изд-во «Недра», 1968.
Щеглов А. Д., Михайлов Н. П. О магматизме областей автономной и отраженной активизации. Материалы IV Петрограф. совещания, Баку, Изд-во АН АзербССР, 1969.
Щеглов А. Д., Рознинов М. И. *О связи флюоритовых месторождений Западного* Забайкалья с интрузивными породами. ДАН СССР, т. 139, 1961, № 5.
Щеглов А. Д. Флюоритовые месторождения — индикаторы процессов тектоно-магматической активизации. ДАН СССР, сер. геол., т. 188, 1969, № 2.
Щербина В. В. К вопросу геохимического распространения ванадия в основных породах. Тр. Уральского филиала АН СССР, вып. 4, Изд-во УФАН СССР, 1935.
Щербина В. В. *О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве.* Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1953.
Щукин С. И. О возможности применения коэффициента окисленности железа и классификация вулканогенных пород. «Геохимия», 1963, № 8.
Яковлев Г. Ф. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. «Вестник Московск. университета», серия IV, геол., 1968, № 1.
Якшин А. А. *Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений* Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Ярмухамедов А. Р. Некоторые петролого-геохимические особенности вулканогенно-осадочного комплекса верхнего намюра Алмалыкского района. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
Ярмухамедов А. Р. К *петрохимии нижне-среднекарбоновых вулканогенных образований* северо-западной части Кураминской подзоны. «Узб. геол. ж.», 1965, № 4.
Ярмухамедов А. Р. Особенности строения и петрографическая характеристика некоторых субвулканических тел (жерловая фация минбулакской свиты) Алмалыкского района. В сб. «*Петрография и геохимия рудных районов Узбекистана*», Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1966.
Ярмухамедов А. Р. Геолого-петрографическая и геохимическая характеристика алунитоносных вулканогенных образований нижнего — среднего карбона северо-западной части Кураминской подзоны. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1966.
Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Основные этапы изучения вулканических формаций Узбекистана (А. А. Кустарникова, Т. Н. Далимов) 4

К фациальному анализу палеовулканических формаций Узбекистана (Т. Н. Далимов). 6

Часть I. Южный Узбекистан (Т. Н. Далимов). 12

Глава I. Краткий очерк геологического строения 12

Стратиграфия. 16

Некоторые особенности магматизма. 18

Глава II. Липаритовая формация. 23

Разрезы липаритовой формации Сурхантау-Дималекской депрессии. . 23

Разрезы липаритовой формации Хандиза-Чакчарской депрессии. . 29

Петрографический очерк пород липаритовой формации. 33

Краткий петрографический очерк субвулканических интрузий. . . 49

Петрохимические и геохимические особенности пород липаритовой формации (Т. Н. Далимов, Т. Т. Шарипов). 56

Глава III. Спилито-диабазовая формация. 76

Краткий петрографический очерк спилито-диабазовой формации. . 78

Некоторые особенности вулканизма юга Узбекистана. . . . 81

Часть II. Западный Узбекистан (А. А. Кустарникова). 87

Глава I. *Геотектоническое районирование западной части Южного* Тянь-Шаня. 87

Глава II. Вулканогенные формации Западного Узбекистана. . . 96

Спилито-диабазовая формация 96

Андезит-альбитофировая формация 106

Диабаз-кварц-кератофировая формация. 111

Трахибазальт-трахидацитовая формация 114

Глава III. *Петрохимические особенности вулканогенных формаций* Западного Узбекистана. 117

Глава IV. К вопросу о рудоносности вулканогенных формаций Западного Узбекистана 132

Часть III. Восточный Узбекистан. 140

Глава I. Кураминская структурно-формационная подзона (В. А. Арапов) 140

Роль вулканогенных формаций в геологическом строении подзоны. 140

Глава II *Базальтово-трахиандезито-дацитовая формация* (А. Р. Ярмухамедов, К. Рахманов) 147

Глава III. Анзезитовая фомация (А. Р. Ярмухамедов, К. Рахманов). 164

Глава IV. Андезито-дацитовая формация (C_2) Кураминской подзоны (М. Х. Кадыров, А. Р. Ярмухамедов). 187
Некоторые геохимические особенности вулканогенных пород андезито-дацитовой формации Кураминского хребта. 206
О некоторых петрохимических особенностях вулканитов андезито-дацитовой формации Кураминского хребта. 212
Глава V. Липаритовая формация Кураминской подзоны (P_2—T_1) (Т. Н. Далимов, М. Х. Кадыров). 215
Центры извержений липаритовой формации. 231
Глава VI. Формация щелочных базальтоидов пермо-триасового возраста (К. Рахманов) 236
Особенности химического состава. 244
Глава VII. Петрохимические особенности вулканогенных формаций Кураминской подзоны (А. Р. Ярмухамедов, Т. Н. Далимов). 255
Главнейшие особенности вулканизма Узбекистана (Т. Н. Далимов, А. А. Кустарникова). 268
Литература. 274

Т. Н. Далимов, А. А. Кустарникова, А. Р. Ярмухамедов,
М. Х. Кадыров, В. А. Арапов, К. Рахманов, Т. Т. Шарипов

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ УЗБЕКИСТАНА

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии
и геофизики им. Х. М. Абдуллаева,
Отделением «Науки о земле» АН УзССР.

Редактор Л. М. Захаровская
Художник *В. Белобров*
Технический редактор *В. М. Тарахович*
Корректор *А. Мамедова*

Р05972. Сдано в набор 20/IX-1971 г. Подписано к печати 29/X-1971 г. Формат 70×108 1/16 = 9,37 бум. л.–26,05 печ. л. Уч-изд. л. 20,9 (2 вкл.) Изд. № 823. Заказ 167. Тираж 500 Цена 2 р 49 к.

Типография Издательства „Фан" УзССР, г. Ташкент, ул. Черданцева, 21.
Адрес Издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

488