

Академия наук СССР

Л. Н. КОТОВА

Девонская
вулканогенно-
обломочная
формация
хребта
Тарбагатай



L. N. KOTOVA

DEVONIAN VOLCANOGENO-
DETRITAL FORMATION
OF TARBAGATAI RANGE

(Test in formational and facies analysis)

Transactions, vol. 224



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1972

Л. Н. КОТОВА

ДЕВОНСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-
ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ
ХРЕБТА ТАРБАГАТАЙ

(Опыт формационного и фациального анализа)

Труды, вып. 224



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1972

Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай
(опыт формационного и фациального анализа). Котова Л. Н. М.,
"Наука", 1971 г.

В монографии изложены результаты литологического изучения названной формации и рассмотрены вопросы влияния вулканизма на седиментацию в различных фациальных условиях. В формации выделены три литолого-фациальных комплекса: наземный, прибрежно-морской и морской. Большое внимание уделено рассмотрению генетических типов отложений; проведено сравнение продуктов девонского и современного вулканизма. Выделено два типа вулканизма: дифференцированный (от базальтов до трахириолитов), приуроченный к островным поднятиям и связанный, видимо, с подкоровыми очагами магмы, и недифференцированный (базальтовый), приуроченный к зоне тектонического сочленения островного блока с впадиной морского бассейна и связанный с глубинными очагами. Выявлен новый тип алюминиевого оруденения в отложениях пемзовых потоков и марганцевая минерализация в риолитовых эффузивах и игнимбритах. Рассмотренные в монографии вопросы имеют значение для решения одной из актуальных проблем геологии — влияния вулканизма на осадко- и рудообразование.

Таблиц 6. Иллюстраций 59. Библ. 73 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор),

академик В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев

Ответственный редактор

Л. Н. Ботвинкина

Editorial Board:

Academician A. V. Peive (editor-in-chief),

Academician V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev

Responsible editor

L. N. Botvinkina

Одной из актуальных проблем современной литологии является изучение вулканогенно-осадочного литогенеза. Основным методом решения этой проблемы является литологическое исследование вулканогенно-осадочных формаций. Среди них большой научный и практический интерес представляют формации, образованные под влиянием наземного вулканизма на поздних и завершающих этапах развития геосинклиналей. Примером таких формаций могут служить среднепалеозойские (девонские) и верхнепалеозойские (каменноугольно-пермские) формации Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области, мезозойские формации Чукотско-Охотского пояса, кайнозойские формации Карпат, Кавказа, Северо-Американских Кордильер и т. д.

Перед автором стоял ряд задач: на конкретном примере изучить одну из таких формаций, выяснить закономерности и особенности ее строения, восстановить палеогеографическую обстановку образования ее осадков, изучить вулканизм как основной источник материала формации, определить характер влияния на седиментацию, с одной стороны, вулканизма и, с другой, — фациальных условий.

Объектом изучения явились вулканогенно-осадочные отложения нижнего — среднего девона, развитые в хр. Тарбагатай. Результаты этого изучения приведены в данной работе. В ее основе лежат специальные литологические исследования, проводившиеся автором в Тарбагатае в течение ряда лет. Крупномасштабная геологическая съемка, выполненная к этому времени уже для многих районов Тарбагатай геологами Восточно-Казахстанского геологического управления (ВКГУ) и Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), явилась хорошей базой для таких исследований. Во время литологических работ детально изучались основные разрезы; многие горизонты прослеживались по простиранию с целью выявить их латеральную изменчивость и установить ее характер. На отдельных участках проводилась очень детальная крупномасштабная геологическая съемка. В главе II приведен основной фактический материал, позволяющий судить о составе и строении нижне-среднедевонских отложений Тарбагатай. Их характеристика дана по районам с различными типами разрезов. Для каждого из них приведены наиболее типичные и полные разрезы, а также сделаны выводы относительно условий седиментации.

Литологическая специфика нижне-среднедевонских отложений Тарбагатай, выражающаяся в большом разнообразии пород и их латеральной изменчивости, потребовала детального изучения как отдельных конкретных пород, так и в целом их типов. Исследования проводились в двух направлениях.

Во-первых, изучался вещественный состав пород различными аналитическими методами. Более 2000 шлифов было изучено петрографическим методом. Более 40 химических анализов было выполнено в химической лаборатории ГИНа химиками-аналитиками К. С. Гориной, М. И. Степанец, Е. В. Шурыгиной и другими под руководством Э. С. Залманзон. Для диагностики глинистых и бокситовых минералов использовались рентгеноструктурный анализ, проводившийся в лаборатории минералогии осадочных пород ГИНа В. А. Александровой, и термический анализ, выполненный в той же лаборатории Д. А. Виталем.

Во-вторых, изучалась генетическая природа отложений. Для генетического анализа широко использовался сравнительно-литологический метод, при котором исследуемые породы или их ассоциации сравнивались с современными, генезис которых твердо установ-

лен. Хорошая обнаженность позволяла в большинстве случаев проверить сделанные выводы относительно генезиса той или иной породы на других выходах такого же типа пород. Этот материал лежит в основе III главы.

Отметим, что фациально-генетический подход к изучению пород, широко вошедший в практику изучения континентальных, угленосных и некоторых других формаций, для вулканогенно-осадочных формаций применяется еще мало. Это вызвано, прежде всего, большой сложностью вулканогенно-осадочного седиментогенеза, требующего специальных литологических исследований. Детальное изучение вулканогенно-осадочных формаций началось сравнительно недавно, и опыт их литологического анализа, в частности фациального, невелик. Представляемую работу можно рассматривать как опыт такого литологического изучения вулканогенно-осадочной формации, в которой большое внимание было уделено вопросам генезиса как отдельных пород, так и их ассоциаций. На этой основе были проведены палеогеографические и палеовулканологические реконструкции, результаты которых изложены в главах IV и V. С этих же позиций рассмотрены и рудопроявления алюминия и марганца, установленные автором и представляющие известный научный интерес — глава VI.

Терминология в работе дается в соответствии с классификацией и номенклатурой пород, выработанными на Всесоюзном семинаре в Тбилиси в 1968 г.

В заключение пользуюсь возможностью выразить благодарность И. В. Хворовой, Л. Н. Ботвинкиной, Н. А. Штрейсу, О. З. Шаповалову, М. Н. Щербаковой, В. Т. Фролову и Т. И. Фроловой за большую помощь, которая была мне оказана.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХРЕБТА ТАРБАГАТАЙ

Географическое положение. Хребет Тарбагатай расположен в Восточном Казахстане. Он является юго-восточным продолжением хр. Чингиз. В пределах Советского Союза находится только часть хребта — Западный Тарбагатай; его восточное продолжение (Восточный Тарбагатай) уходит в пределы Китая. К северо-востоку от хребта располагается Зайсанская впадина с оз. Зайсан; к юго-востоку — Алакольская впадина с цепью озер: Сасыкколь, Алаколь, Джаланашколь (фиг. 1).

Самая высокая точка Тарбагатай — гора Джалаулы — даже в жаркое время сохраняет несколько небольших снежников. Осевая часть хребта вытянута в северо-западном направлении. Она служит водоразделом для рек, которые текут в сторону Алакольской впадины (реки Аягуз, Каракол, Егенсу, Кусак, Хатынсу, Аккчока и др.), и для рек, текущих в сторону Зайсанской впадины (реки Бугаз, Базар, Карабуга и Тебезге).

Южный склон хребта крутой; он довольно густо оброс кустарниковой и древесной растительностью. Северный склон — более пологий и обладает довольно сложной орографией. Растительность кустарниковая, развита в основном по рекам; пологие склоны гор покрыты травянистым покровом. В целом Тарбагатай отличается хорошей обнаженностью.

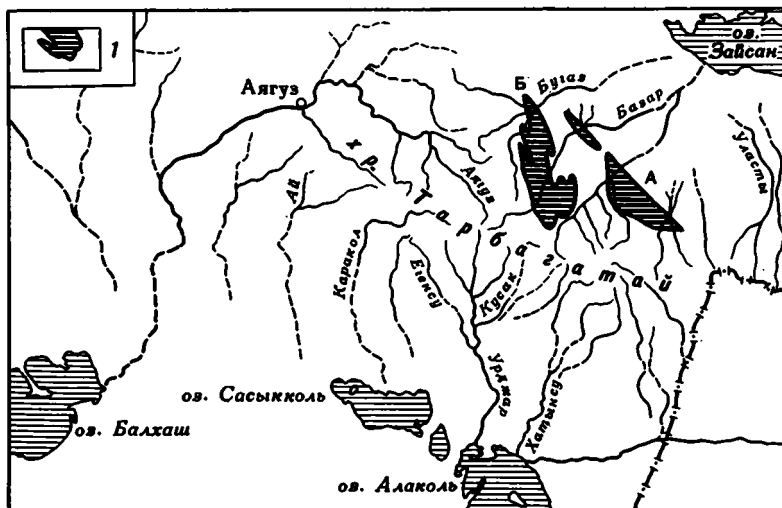
Геологическая изученность. Хребет Тарбагатай привлекал к себе внимание многих исследователей. Одним из первых геологов, посетивших Тарбагатай, был Н. И. Снегирев. В поисках золота он дважды пересек хребет через перевал Хабор-Асу. Некоторые сведения о Тарбагатае дает нам путешествовавший в 1840—1841 гг. в Киргизской степи и в Джунгарии А. Шренк, который пересек хребет с юга на север. По пройденному маршруту он дал краткое описание пород, среди которых выделил граниты, диориты, порфириды и глинистые сланцы. С 1849 по 1851 г. в Семипалатинском крае работал А. Влангали; им были впервые собраны сведения о полезных ископаемых: золоте, меди, серебре, свинце и каменном угле. В 1864 г. А. И. Татаринов пересек хребет с целью поисков полезных ископаемых, он обследовал медные рудники в верховьях р. Аягуз и выделил площади, перспективные на золото, по верхнему течению рек Карабуга и Базар.

Наиболее серьезным исследованием этого периода был труд И. В. Мушкетова, путешествовавшего по Туркестану и Тарбагатаю в 1874—1880 гг. (Мушкетов, 1915). В 1892 г. К. И. Богданович в работе "Геологические исследования в восточном Туркестане" впервые высказал мысль, что хребет представляет собой горст, ограниченный ступенчатыми сбросами с юга и с севера, и что вдоль этих сбросов выходят порфириды и мелафировые породы (Богданович, 1892).

В 1903—1906 гг. в Тарбагатае работал В. Резниченко; собранная им богатая коллекция пород была определена В. И. Луцицким, очень подробно описавшим граниты и порфириды гор Тье-Мойнак и Джеллитау. Следующей наиболее полной работой является труд В. А. Обручева "Экспедиция по Барлыку и Тарбагатаю в 1905 году"; в нем автор указывает на очень сложную тектонику района и присутствие среди метаморфизованных пород девонских и каменноугольных отложений (Обручев, 1907).

Более подробные сведения о геологическом строении хр. Тарбагатай дал А. К. Мейстер, в 1907 г. прошедший маршрутом из Семипалатинска на г. Верный через пос. Урджар (Мейстер, 1909).

В 1911 г. П. И. Полевой повторил маршрут А. К. Мейстера и в 1913 г. обобщил все материалы по Западному Тарбагатаю в работе "Геологические исследования в бассейне верхнего течения р. Аягуз". Им же была составлена десятиверстная геологическая карта района.



Фиг. 1. Местоположение исследуемого района

1 — выходы отложений девонской вулканогенно-обломочной формации

А — Карабугинский антиклинорий — междуречье Тебегзе и Карабуги, Б — Тарбагатайский антиклинорий — правобережье р.Талды-Базар

Начиная с 1912 г. Геологическим комитетом было положено начало систематическому изучению Семипалатинской области, в том числе и Тарбагатая. Первой геологической сводкой по Тарбагатаю является монография М. М. Василевского "К геологии Тарбагатая" с приложенной к ней геологической картой десятиверстного масштаба, составленной им в результате исследований в 1912–1913 гг. (Василевский, 1914).

Несколько позже вышли из печати петрографические работы В. Н. Лодочникова (1925, 1928), посвященные изверженным породам Тарбагатая. Эти работы написаны по материалам коллекций М. М. Василевского и А. А. Стоянова, а также на основе личных наблюдений В. Н. Лодочникова, который побывал в Тарбагатае в 1923–1925 гг.

С начала 30-х годов в связи с развитием горной промышленности Алтая и необходимостью обеспечить ее рудной базой большое внимание уделяется изучению геологического строения окружающих районов, в том числе и Тарбагатая. В эти годы в печати появляется ряд работ В. П. Нехорошева (1934, 1936) по геологии Большого Алтая. Примерно к этим же годам относятся исследования Н. Г. Кассина по палеогеографии, тектонике, металлогении и стратиграфии Тарбагатая. Приведенные в них данные дают представление о положении хребта в общей структуре Казахстана и освещают этапы его геологического развития. Наиболее полно эти взгляды изложены в статье, посвященной Восточному Казахстану (Кассин, 1941).

С 1943 г. в Тарбагатае начинает проводиться регулярная геологическая съемка в масштабе 1:200 000. Среди первых геологических работ, сыгравших большую роль в изучении района, следует назвать исследования Г. П. Болгова и С. Т. Взнуздаева, проводившиеся в верховьях рек Аягуз и Бугаз (1943 г.), и исследования Н. Е. Моляровой и Н. Г. Марковой, проводившиеся по рекам Базар и Карабуга (1947 г.).

С 1950 по 1962 г. геологическая съемка сначала в масштабе 1:200 000, а затем 1:50 000 проводилась геологами ВАГТа (Н. В. Романова, А. А. Розенкранц, О. Т. Преображенская, А. М. Степаненко, В. Е. Гендлер, С. Н. Голышев, Ю. А. Твердислов, Л. И. Филатова и др.). С 1954 г. по настоящее время съемка в масштабе 1:50 000 ведется геологами ВКГУ (Р. С. Качурин, А. А. Пряхин и др.).

Общие вопросы геологии Тарбагатая освещались в работах Н. В. Афоничева (1960а, б), Н. В. Литвинович (1958, 1961; Литвинович, Смеловская, 1961; Литвинович и др., 1963), Н. Г. Марковой (1964), Н. А. Севрюгина (1959, 1963) и др.

Геологическое строение. В строении Тарбагатай принимают участие отложения кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего и среднего карбона, палеогена, неогена, четвертичной системы и интрузии гранитоидов карбон-пермского возраста. Поскольку данная работа посвящена детальному литологическому изучению вулканогенно-осадочных образований нижнего — среднего девона, подстилающие и перекрывающую эту формацию отложения в этом разделе рассматриваются очень кратко.

Наиболее древними породами в Тарбагатае являются эффузивные образования, которые Р. С. Качуриным и А. А. Розенкранцем отнесены к бошекулской свите нижнего кембрия ($См_1^2$ bk) на основании литологического сходства с такими же отложениями, развитыми в хр. Чингиз. Свита представлена спилитами, базальтовыми порфиритами с линзами яшм, известняков и песчаников. Мощность свиты 1600–1900 м. Выше залегают отложения агтырекской свиты среднего кембрия ($См_2$ ag), представленные в основном терригенными породами; в составе свиты отмечаются прослои и линзы известняков, содержащие ископаемые остатки фауны среднекембрийского возраста. Мощность свиты 550–600 м.

Нижне- и среднекембрийские образования с несогласием перекрываются отложениями, отнесенными Р. С. Качуриным к торткудукской свите верхнего кембрия — нижнего ордовика ($См_3$ — O_1 t). Нижняя часть свиты сложена туфами и терригенными породами, в которых Р. С. Качуриным были собраны остатки ископаемой фауны, характерной для куяндийского яруса верхнего кембрия. Верхняя часть свиты сложена туфами и эффузивами основного состава. Общая мощность свиты более 700 м.

Выше с несогласием залегают фаунистически охарактеризованные среднеордовикские отложения (O_2), представленные песчано-кремнистыми породами с отдельными линзами известняков и покровами диабазов. Мощность отложений больше 600 м.

Залегающая выше акдобакская свита (O_3 ak) относится к карадокскому ярусу верхнего ордовика. Свита сложена мощной толщей основных эффузивов с прослоями туфов и линзами, иногда мощными, сургучно-красных яшм. Карадокский возраст свиты устанавливается по ископаемым органическим остаткам, собранным Р. С. Качуриным в верховьях р. Батгар. Мощность свиты составляет ориентировочно более 1500 м.

Завершает разрез ордовикских отложений шарсорская свита (O_3 g), относимая к верхам карадокского яруса и к ашгильскому ярусу. Свита сложена преимущественно терригенными и туфовыми породами; в ее составе отмечаются линзы известняков, прослои глинистых сланцев и покровы основных эффузивов. Ашгильский возраст свиты впервые был установлен на Тарбагатае Н. В. Литвинович. Мощность свиты более 1000 м.

Отложения силурийской системы представлены альпеисской свитой, относимой к нижнему силуру, а также венлокским и лудловским ярусами. Альпеисская свита с несогласием ложится на отложения ашгильского яруса. Она представлена терригенно-туфовой толщей, в основании которой залегают мелко- и среднегалечные конгломераты. Нижнесилурийский возраст отложений был установлен Н. В. Литвинович по остаткам ископаемой фауны, найденной в прослоях известняков. Мощность свиты 500–600 м.

Выше с несогласием залегают отложения, относимые к венлокскому ярусу на основании многочисленных палеонтологических находок. Эти отложения представлены терригенными породами с прослоями туфов и линзами известняков; в составе яруса принимают участие и основные эффузивы. Мощность свиты 1000 м.

К верхнему силуру¹ относится аягузская свита, верхняя часть тюлькулинской свиты, нижняя часть карашолакской свиты. Аягузская свита сложена красноцветными песчаниками, туфами, покровами основных эффузивов, а также конгломератами и известняками; последние содержат кораллы и брахиоподы. Мощность свиты 800–1500 м. По-видимому, фациальным аналогом аягузской свиты является верхняя часть тюлькулинской свиты, сложенной эффузивными и туфовыми породами основного и среднего составов с линзами известняков. По фауне эти отложения сопоставляются с акканским горизонтом

¹ Стратиграфия верхнего силура и нижнего девона дается по Т. Т. Шарковой (1968).

западного Прибалхашья. Нижняя часть карашолакской свиты представлена песчаниками, алевритами и туфами; линзы известняков залегают в верхней части разреза. Мощность около 800 м. Отложения свиты сопоставляются по фауне с айнасуйским горизонтом, выделенным М. А. Борисяк в Нуринском синклиории по р. Айна-Су.

К жединскому ярусу нижнего девона относится средняя часть карашолакской свиты, сложенная песчаниками, алевритами, туфопесчаниками и известняками. По фауне отложения сопоставляются с каризспинским горизонтом, выделенным в Жаман-Сарысуйском антиклинории Центрального Казахстана.

Кобленцкий, эйфельский и частично живетский ярусы нижнего — среднего девона представлены мощной вулканогенной толщей, известной под названием кайдаульской свиты. Вулканогенные образования свиты являются предметом исследования, поэтому на ее характеристике остановимся несколько подробнее.

На более древних (силурийских и жединских) отложениях кайдаульская свита залегает с угловым несогласием и разрывом. Отложения свиты развиты широко: на междуречье Карабуги и Тебезге, в бассейнах рек Базар, Бугаз и Аягуз (см. фиг. 1). Литологически кайдаульская свита резко отличается от нижележащих образований. Она представлена разнообразными вулканическими породами основного, среднего и кислого составов, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, формировавшимися, как будет показано ниже, в различных фациальных зонах: в пределах девонской вулканической суши, в прибрежно-морской полосе и в шельфовой части моря. Вулканогенно-осадочные образования различных фациальных зон литологически отличаются друг от друга и выделены в литологические или литолого-фациальные комплексы.

Нижне-среднедевонский возраст изучаемых отложений доказывается их стратиграфическим положением выше фаунистически охарактеризованных силурийских (лудловских) и ниже также фаунистически охарактеризованных живет-франских отложений. Кроме того, возраст свиты устанавливается и уточняется целым рядом палеонтологических находок. Так, по левобережью р. Тебезге в линзе известняков, залегающей среди миндалекаменных порфиритов, Т. Т. Шарковой (1968) были проведены сборы ископаемой фауны, представленной брахиоподами — *Protoleptostrophia explanata* (Sow.), *Rhytistostrophia sowerby* (Barr.), *Lepthaenella rhomboidalis* Wilck, мшанками — *Lioclema gloria* Astr., трилобитами — *Dechene* sp., *Phocops* sp. и табулятами — *Pachyfavosites hamatus*, *Placocoehites rotundus*, *Armolitus venustus* Tchudin.

По заключению Т. Т. Шарковой, вмещающие отложения могут быть отнесены к кобленцкому ярусу. Кроме того, в 1962 г. Т. Т. Шарковой было обращено внимание на некоторое сходство морских отложений, развитых в районе горы Караджал, с прибрежно-морскими вулканогенными образованиями, развитыми севернее, где, в частности, и были найдены упомянутые выше ископаемые остатки кобленцкой фауны. Литологическое изучение этих отложений, проведенное автором на следующий год, подтвердило правильность этого предположения, а собранная фауна уточнила нижнюю возрастную границу кайдаульской свиты. По заключению Г. Т. Ушатинской, *Leptostrophia* aff. *sowerby* (Barr.), *Leptaena* ex gr. *bouei* (Barr.), *Hawellalla chalfini* Kulkow и *Schuchertella* sp. являются нижнедевонскими, скорее всего зиген-эмскими формами. Таким образом, нижняя граница свиты находится в кобленцком ярусе. Это определяется наблюдаемым по р. Карабуге трансгрессивным залеганием терригенных пород, содержащих ископаемую фауну живетского возраста, на вулканогенно-осадочных образованиях кайдаульской свиты, также содержащих ископаемую фауну того же живетского возраста.

По правобережью р. Талды-Базар, в 3,3 км к северу от горы Абыльдабиик, в кислых туфах, залегающих в средней части разреза свиты (риолитовая серия), Н. В. Романовой были найдены остатки флоры, определенной А. Л. Юриной как *Blasaria sibirica* Krischt.

Впервые *Blasaria sibirica* была описана И. И. Залесским из нерасчлененных нижне-среднедевонских отложений Западной Сибири. По данным М. А. Сенкевич, она отмечается также в западном и северо-восточном Прибалхашье в фаунистически охарактеризованных отложениях эйфельского яруса. Приуроченность ее только к эйфельскому ярусу была проверена на многих местонахождениях.

В том же районе (по правобережью р. Талды-Базар на южном склоне горы Жиланды и в 5,2 км к юго-востоку от горы Абильдабиик) в туфах, завершающих разрез свиты, А. И. Цюрупой были собраны растительные остатки нового рода, относящегося к сем. *Blasariaceae*, близкого к сем. *Leptophloaceae*. По заключению А. Л. Юриной, представители этого рода встречаются начиная с живета и до карбона. Учитывая, что отложения свиты в этом районе перекрываются фаунистически охарактеризованными породами живет-франского возраста (по данным А. А. Пряхина), можно предположить, что верхняя возрастная граница лежит в пределах живетского яруса, видимо, в самой верхней его части.

Живетский возраст верхней части кайдаульской свиты был подтвержден А. А. Пряхиным, собравшим остатки фауны в линзе известняков, залегающей среди вулканитов на междуречье Талды-Базара и Бугаза. Собранные им *Productella siebaculeata* Murch., *Dalmanella* sp., *Atrypa bifidaciformis* Tschern., *Atrypa* cf. *uralica* Nal., *Elyta* sp., *Lammellispirifer* cf. *novosibiricus* Tole., *Adolfia* sp., *Stropheodonta* sp., по заключению Л. И. Каплун, относятся к живетскому ярусу. Кроме того, ископаемые остатки флоры — *Lepidodendropsis* cf. *kasachstanica* Senk., *Lielboaphiton goldriniae* Arnold., собранные в том же районе, по мнению М. А. Сенкевич, тоже указывают на живетский возраст вмещающих отложений.

Таким образом, возраст рассматриваемых отложений (кайдаульская свита) в Тарбагатае определяется достаточно четко: они формировались в течение кобленцкого, эйфельского и живетского веков нижнего и среднего девона. Мощность отложений колеблется от 800—1000 до 3000—3500 м.

Вулканогенно-осадочные отложения нижнего — среднего девона трансгрессивно перекрываются мощной толщей терригенных пород. В основании толщи залегают живетские (по данным геологов ВАГТа) или живет-франские (по данным геологов ВКГУ) отложения, представленные песчаниками, реже конгломератами и аргиллитами. Их мощность достигает 600—800 м.

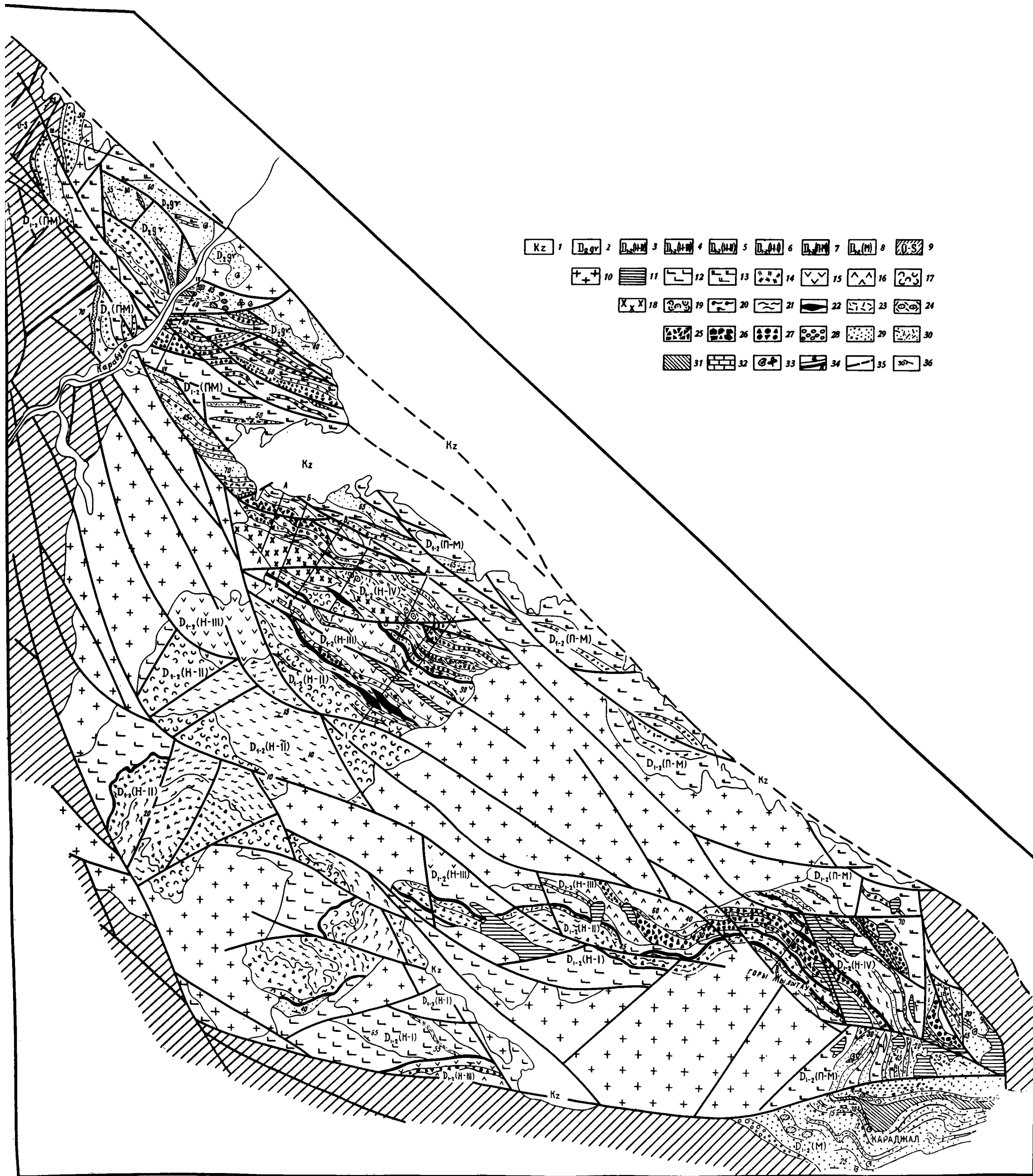
Франский ярус представлен песчаниками, алевролитами и кремнистыми породами. Последние образуют многочисленные прослои небольшой мощности (1—10 см), для них характерны темные, черные окраски. Мощность яруса 500—700 м. Фаменские отложения фациально очень изменчивы. Они представлены песчаниками, сланцами и известняками; иногда встречаются эффузивы и туфы основного и среднего составов. Мощность фаменских отложений варьирует от нескольких десятков до сотен метров.

Завершается палеозойский разрез отложениями каменноугольной системы. К турнейскому ярусу относятся песчано-алевритовые породы с прослоями конгломератов, углисто-глинистых сланцев и известняков. Мощность яруса 1000 м. Визейский ярус представлен однообразной толщей полимиктовых песчаников с редкими прослоями гравелитов, алевролитов, аргиллитов, глинисто-углистых сланцев. Мощность яруса 400—800 м. С резким несогласием на породы различного возраста ложится немая толща туфов и эффузивов основного состава, условно относимая к среднему карбону. Ее мощность местами достигает 1600 м.

Палеозойские породы прорываются многочисленными гранитоидными интрузиями, относимыми к верхнему карбону — нижней перми.

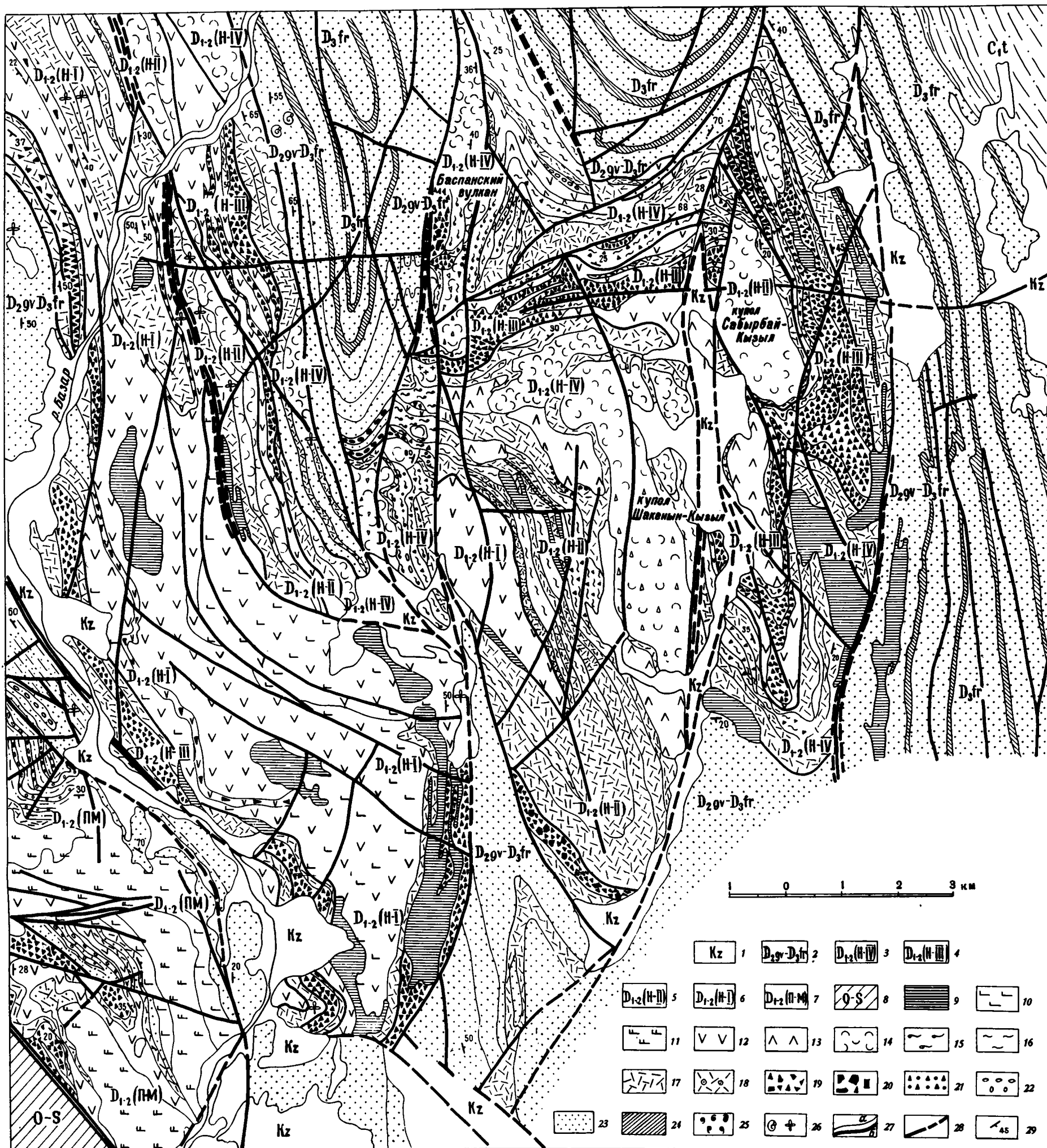
Венчается разрез горизонтально залегающими отложениями третичной и четвертичной систем, которые с резким несогласием перекрывают сильно дислоцированные и измененные палеозойские породы.

Тектоническое строение Тарбагатая отличается большой сложностью. Н. А. Афоничев (1960а) выделяет следующие структуры первого порядка: Тарбагатайский и Карабугинский антиклинории и разделяющий их Сарсазанский синклиниорий (фиг. 2). Тарбагатайский антиклинорий северо-западного простирания, в основном совпадающий с осевой частью хребта, сложен нижнепалеозойскими и силурийскими отложениями; образования кайдаульской свиты широко развиты по его северо-восточному борту, на границе с Сарсазанским синклинорием. Последний выполнен терригенными отложениями верхнего девона и каменноугольной системы. В строении Карабугинского антиклинория принимают участие от-



Фиг. 3. Схематическая литолого-геологическая карта Карабугинского антиклинория (междуречье Карабуги и Тебезге)

1 — четвертичная система, неоген, палеоген; 2 — средний девон, живетский ярус; 3–6 — нижний — средний девон (наземный комплекс): 3 — трахириолитовая серия, 4 — базальто-андезито-дацитовая серия, 5 — риолитовая серия, 6 — андезито-базальтовая серия; 7 — нижний — средний девон (прибрежно-морской комплекс); 8 — нижний — средний девон (морской комплекс); 9 — силурийская и ордовикская системы; 10 — интрузии гранитоидов; 11 — силлы, дайки, субвулканические тела; 12 — базальтовые порфириды; 13 — базальтовые миндалекаменные порфириды; 14 — аквагенные туфы; 15 — андезитовые порфириды; 16 — дацитовые порфириды; 17 — риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 18 — кварцевые порфиры; 19 — ортофиры; 20 — игниспумиты; 21 — игнимбриты; 22 — пемзовые гидрослюдизированные породы; 23 — пепловые туфы; 24 — туфы с пепловым градом; 25 — агломератовые туфы; 26 — глыбовые агломераты; 27 — конгломерато-брекчии; 28 — конгломераты; 29 — песчаники; 30 — туфопесчаники; 31 — кремнистые породы; 32 — известняки; 33 — фауна и флора; 34 — геологические границы: а — между слоями, б — между сериями наземного комплекса; 35 — разрывные нарушения; 36 — элементы залегания



Фиг. 4. Схематическая литолого-геологическая карта Тарбагатайского антиклинария (правобережье р. Талды-Базар)

1 – четвертичная система, неоген, палеоген; 2 – средний – верхний девон, франкий и живецкий ярусы; 3–6 – нижний – средний девон (наземный комплекс): 3 – трахириолитовая серия, 4 – базальто-андезито-базальтовая серия, 5 – риолитовая серия, 6 – андезито-базальтовая серия; 7 – нижний – средний девон (прибрежно-морской комплекс); 8 – силурийская и ордовикская системы; 9 – сидлы, дайки, субвулканические тела; 10 – базальтовые порфириды; 11 – базальтовые, миндалекаменные порфириды; 12 – андезитовые порфириды; 13 – дацитовые порфириды; 14 – риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 15 – игнспумиты; 16 – игнимбриты; 17 – пепловые туфы; 18 – туфы с пепловым градом; 19 – агломератовые туфы; 20 – глыбовые агломераты; 21 – конгломерато-брекчии; 22 – конгломераты; 23 – песчаники; 24 – кремнистые породы; 25 – бомбы и лапилли; 26 – фауна, флора; 27 – геологические границы: а – между слоями, б – между сериями наземного комплекса; 28 – разрывные нарушения; 29 – элементы залегания

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего девона развиты в пределах северного склона хр. Тарбагатай, где они принимают участие в строении Карабугинского и Тарбагатайского антиклинориев. В последнем они распространены на междуречье Бугаза – Базара – Карабуги. Особенно детальные литологические исследования проводились в верховьях р. Базар (правобережье р. Талды-Базар), где девонские вулканогенные образования представлены наиболее полно, хорошо обнажены и сравнительно мало дислоцированы и изменены (см. фиг. 1). Строение детально изученных районов иллюстрируется геолого-литологическими картами (фиг. 3, 4), геологическими профилями (фиг. 5) и схемой сопоставления отложений (фиг. 6).

Нижне-среднедевонские отложения Тарбагатая представляют собой стратифицированную толщу мощностью 3000–3500 м, состоящую из разнообразных эффузивных, игнимбритовых, пирокластических, вулкано-терригенных, осадочных и субвулканических образований. Они отличаются полифациальностью, что обусловлено как сложностью вулканического процесса, так и тем разнообразием палеогеографических условий, в которых этот процесс развивался. По характеру разрезов в этих отложениях отчетливо выделяются три литологических вулканогенно-обломочных комплекса, резко отличающихся один от другого набором пород, их структурно-текстурными особенностями, характером вторичных изменений и рудной минерализацией:

- 1) эффузивно-пирокластический, наземный;
- 2) эффузивно-тефроидный, прибрежно-морской;
- 3) тефроидный, морской.

Эти комплексы пространственно резко обособлены. По палеонтологическим данным, а также по стратиграфическому положению они являются синхронными. Их формирование происходило, таким образом, одновременно, и, как будет показано ниже, в различных фациальных зонах.

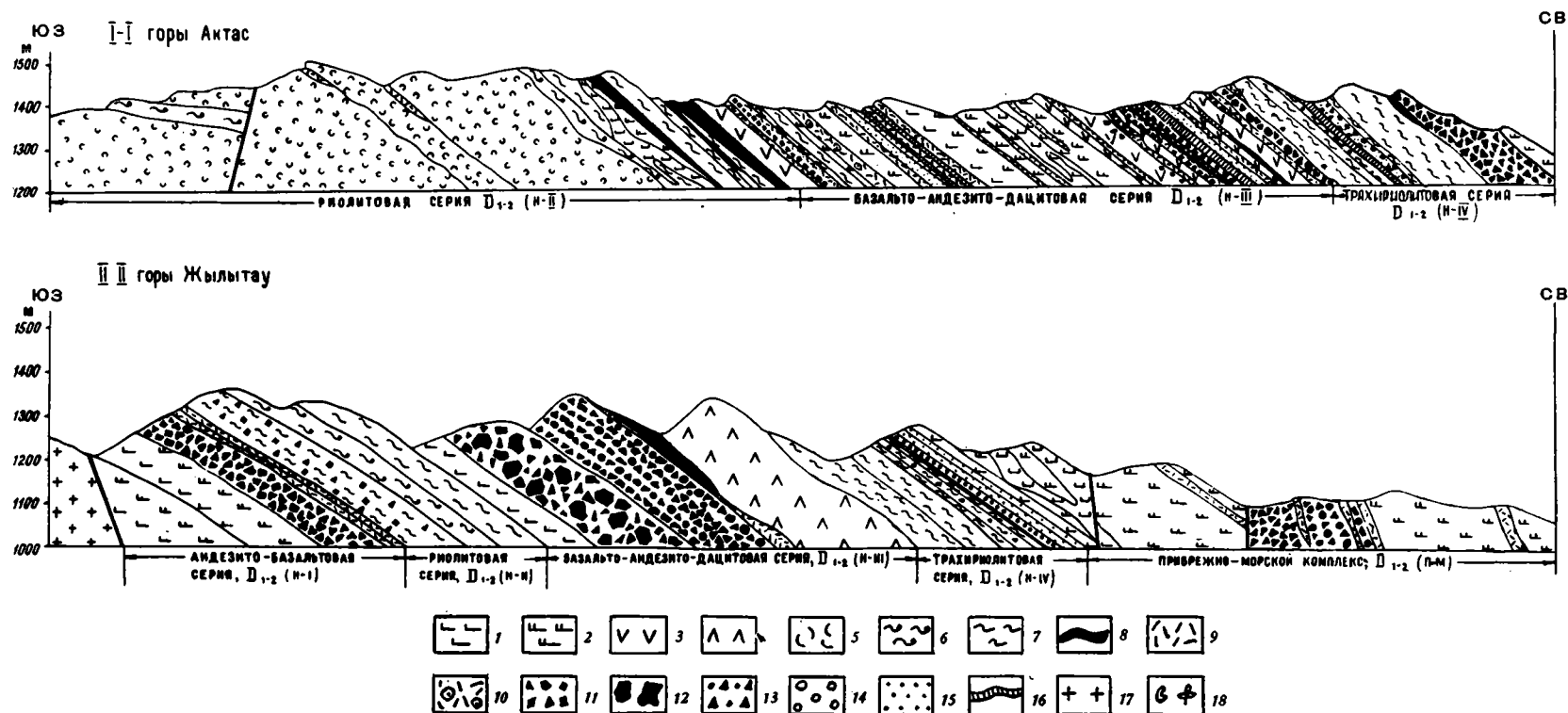
ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ, НАЗЕМНЫЙ, КОМПЛЕКС

Этот комплекс развит особенно широко. Выходы наземных вулканитов образуют в первом приближении два параллельных ряда северо-западного (Тарбагатайского) простирания, расположенных в пределах Карабугинского (см. фиг. 3) и Тарбагатайского (см. фиг. 4) антиклинориев. Комплекс представлен в основном эффузивными и пирокластическими образованиями, состав которых варьирует в очень широких пределах – от базальтового до риолитового и фонолитового. Широким развитием пользуются игнимбриты. Вулканогенно-осадочные породы играют подчиненную роль; они представлены преимущественно грубо-обломочными разностями. Комплекс отличается особенно большой литологической пестротой и латеральной изменчивостью.

Снизу вверх в нем отчетливо выделяются четыре серии:

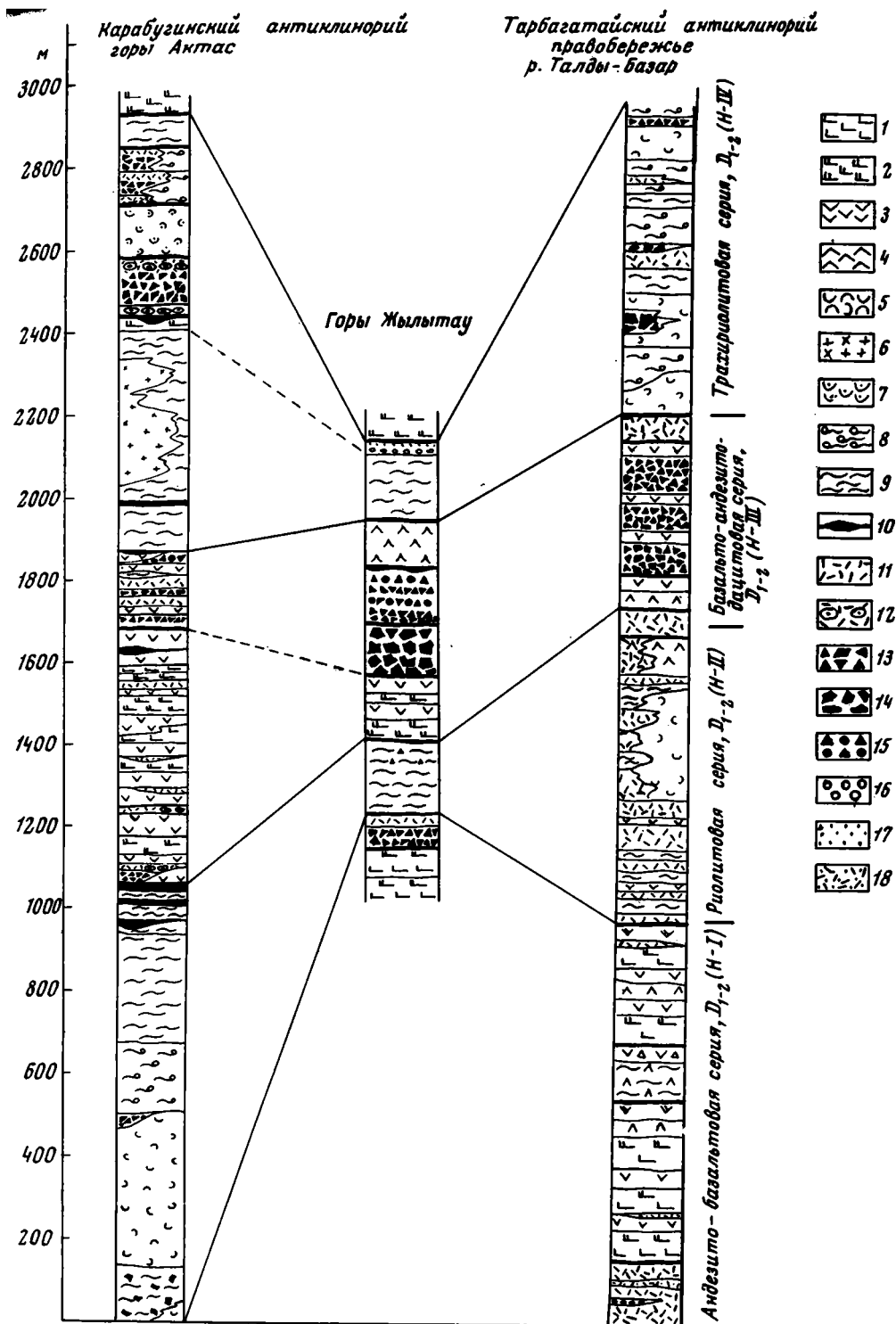
- 1) андезито-базальтовая,
- 2) риолитовая,
- 3) базальто-андезито-дацитовая,
- 4) трахириолитовая.

Эти серии различаются между собой по составу вулканитов. Нарастивая разрез комплекса в определенной последовательности, они отражают смену состава извергавшегося материала во времени (см. фиг. 6).



Фиг. 5. Геологические профили (горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы)

1 – базальтовые порфиры; 2 – базальтовые миндалекаменные порфиры; 3 – андезитовые порфиры; 4 – дацитовые порфиры; 5 – риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 6 – игниспумиты; 7 – игнимбиты; 8 – пемзовые гидрослюдизированные породы; 9 – пепловые туфы; 10 – туфы с пепловым градом; 11 – агломератовые туфы; 12 – глыбовые агломераты; 13 – конгломерато-брекчии; 14 – конгломераты; 15 – песчаники; 16 – кремнистые породы; 17 – гранитоиды; 18 – фауна, флора



г. 6. Схема сопоставления отложений наземного комплекса

— базальтовые порфи́риты; 2 — базальтовые миндалекаменные порфи́риты; 3 — андезитовые порфи́риты; 4 — дацитовые порфи́риты; 5 — риолитовые фельзиты и фельзит-порфи́риты; 6 — кварцевые порфи́риты; 7 — ортофи́риты; 8 — игниспумиты; 9 — игнимбриты; 10 — пемзовые и дрoслудизированные породы; 11 — пепловые туфы; 12 — туфы с пепловым градом; 13 — конгломератные туфы; 14 — глыбовые агломераты; 15 — конгломерато-брекчии; 16 — конгломераты; 17 — песчаники; 18 — туфопесчаники

Интересно, что такое строение комплекс имеет везде, где мы можем наблюдать его в более или менее полном объеме, даже в районах, сильно удаленных и относящихся к различным структурам, например в Карабугинском и Тарбагатайском антиклинориях. Поскольку возрастной интервал формирования комплекса в целом для обоих антиклинорий одинаков, следовательно, и серии могут считаться в какой-то мере синхронными. В связи с этим их можно отнести к литолого-стратиграфическим единицам разреза, сопоставляющимся по литологическим признакам.

Андезито-базальтовая серия

В основании наземного комплекса залегает толща вулканитов андезито-базальтового состава. Непосредственные контакты с нижележащими отложениями не наблюдались. Судя по тому, что силурийские отложения, обнажающиеся в соседних тектонических блоках, дислоцированы намного сильнее девонских образований, между ними можно предполагать несогласие.

Серия представлена базальтовыми, андезито-базальтовыми, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их лавовыми брекчиями. Дацитовые порфиристы встречаются редко, главным образом в Тарбагатайском антиклинории. Туфы, агломераты и вулканогенно-осадочные породы имеют подчиненное значение. Для пород серии характерна темная окраска: зеленая, серая, почти черная, реже лиловая.

Карабугинский антиклинорий

В Карабугинском антиклинории отложения серии обнажаются в ряде разрозненных выходов по правобережью р. Нарын и в горах Жылытау (см. фиг. 3), поэтому увязать их в единый разрез не представляется возможным. Судя по этим выходам, большая часть серии сложена основными эффузивами, и лишь самые верхи ее представлены пирокластическими породами. Строение верхней половины серии (нижняя часть уничтожена гранитной интрузией), изученное в горах Жылытау, следующее¹:

Мощность, м

1. Сразу за разломом, по которому граниты контактируют с вулканическими образованиями рассматриваемой серии, обнажается эффузивная толща, сложенная диабазовыми и базальтовыми порфиритами темно-серыми, иногда с зеленым или, реже, лиловым оттенком. Породы афанитовые и мелкокристаллические, с хорошо различимыми редкими вкрапленниками плагиоклаза (1–2 мм) и темноцветного минерала; последний полностью замещен хлоритом и магнетитом - и, судя по характерным разрезам, видимо, был представлен оливином и пироксеном. Структура основной массы толеитовая, офитовая, апоинтерсертальная, апогиалопилитовая, реже пилотакситовая. Химический состав базальтового порфирита приведен в табл. 4 (анализ 1). По классификации А. Н. Заварицкого, эта порода принадлежит к классу насыщенных кремнекислотой и к группе очень бедных щелочами. Эффузивы слагают, видимо, покровы мощностью от 2–3 до 10–15 м, которые хорошо прослеживаются на значительные расстояния (1–2 км) и достаточно четко отделяются друг от друга, особенно когда их верхние части имеют миндалекаменное строение
2. Толща агломератовых туфов темно-серых, массивных мелкообломочных; обломки величиной 0,5–2,5 см, угловатые, округленные и с рваными краями, по составу однообразны, представлены шлаковыми и плотными порфиритами; связующая масса обильная, состоит из сильно измененного литокластического туфа. В толще устанавливается грубая горизонтальная слоистость. Мощность слоев агломератовых туфов варьирует от 7–8 до 20 м. В слоях отмечается гру-

более 100

¹ Описание разрезов везде проводится снизу вверх.

- бная обратная сортировка обломочного материала, при которой размер обломков постепенно увеличивается от 0,5–1,5 см в нижней части слоя до 2,5 см в верхней части. Здесь же встречаются отдельные обломки и бомбы величиной до 10–20 см. В самой верхней части слоев (несколько метров) количество псефитовых обломков резко уменьшается и агломерат сменяется неотчетливослоистым разнотекстурным литокристаллокластическим туфом с довольно большим количеством кристаллокластов плагиоклаза 60–80
3. Туфы темно-серые, прослоями зеленовато-серые и лиловатые, от тонкозернистых до грубозернистых, литокластические и, реже, кристаллолитокластические. Обломочный материал однообразен и представлен фрагментами основной массы порфириров, а также кристаллокластами плагиоклаза, количество которых обычно не превышает 10%. Нередко встречаются прослои тефрогенных песчаников мощностью до 20–30 см, сложенных тем же обломочным материалом, но в различной степени окатанным. Для пачки характерна средняя и мелкая горизонтальная слоистость с хорошо развитыми слоевыми элементами... 30–50
- Общая мощность вскрытой части разреза превышает 200 м.

Тарбагатайский антиклинорий

В Тарбагатайском антиклинории отложения андезито-базальтовой серии обнажаются по правобережью р. Талды-Базар в ядре антиклинальной складки (см. фиг. 4). В 1961 г. при проведении детальной геологической съемки серия, выделенная под названием кардальской свиты, изучалась А. И. Цюрупой, который приводит для нее следующий разрез:

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Толща туфов основного и среднего состава с подчиненными прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов и с единичными покровами порфириров | около 150 |
| 2. Толща базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфириров. В составе толщи принимают участие их миндалекаменные разности и афириты, а также дацитовые порфириды и прослои туфов среднего состава | 110–400 |
| 3. Толща андезито-дацитовых туфов темных со светлыми (серыми или розоватыми) фьямме и обломками дацитовых порфириров. В пачке отмечаются единичные покровы андезитовых порфириров и светлые сильно измененные туфы, видимо, дацитового состава . . . | 10–140 |
| 4. Толща андезитовых и базальтовых порфириров плотных и миндалекаменных. Иногда встречаются афириты и прослои туфов среднего состава | 100–300 |
| Общая мощность вскрытой части серии 600–1000 м. | |

Литология и условия седиментации

Как видно из приведенного материала, состав серии однообразен: более чем на 85% на состоит из эффузивов базальтового и андезито-базальтового состава. Лишь сравнительно небольшая часть из общей массы эффузивов и туфов приходится на средние-андезитовые и дацитовые, которые развиты преимущественно в пределах Тарбагатайской антиклинории. Формы залегания эффузивов не совсем ясны; для базальтовых порфириров характерны, видимо, покровные образования.

Пирокластические породы составляют лишь сравнительно небольшую часть серии. Они представлены агломератовыми и пепловыми туфами. Агломератовые туфы сложены обломками порфириров, отличающихся структурой основной массы. Иногда в них встречаются бомбы, указывающие на субазальный характер извержений центрального типа. Последнее подтверждается также локальным характером развития агломератовых туфов. Пепловые туфы развиты значительно шире. Они тоже состоят из фрагментов порфириров с различной по количеству (но обычно не более 20–25%) примесью кристаллокластов плагиоклаза (андезин, лабрадор).

Еще меньшую роль в серии играют вулканогенно-осадочные породы. Они представлены песчаниками и мелкогалечными конгломератами и в разрезе ассоциируют с туфами, от которых отличаются только степенью окатанности обломочного материала. Единство состава обломочного материала пирокластических пород и песчаников, состоящих тоже из обломков порфиров и плагиоклаза, и их тесная ассоциация позволяют отнести последние к группе тефрогенных пород, образованных из перемытого и переотложенного пирокластического материала. Туфы и тефрогенные песчаники образуют пакки слоев с четкой горизонтальной слоистостью — средней, мелкой и тонкой. В слоях хорошо проявлена градационная сортировка обломочного материала. Характер текстур позволяет предполагать, что седиментация пирокластики происходила в водной среде, в которой выпадавший из воздуха пепел дополнительно сортировался.

Породы серии подверглись сильному зеленокаменному изменению. В них интенсивно развиваются хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонат и соссюрит (по плагиоклазу). Темноцветные минералы, как правило, не сохранились и полностью замещены хлоритом, магнетитом и карбонатом. Особенно сильно изменены обломочные породы — агломераты, туфы и песчаники, в которых к тому же широкое развитие получили структуры взаимной инкорпорации (Копелиович, 1960).

Обстановка формирования андезито-базальтовой серии не совсем ясна. По всей вероятности, седиментация происходила в условиях образующейся вулканической суши, частично в наземной, частично в морской среде.

Риолитовая серия

Риолитовая серия мощностью от 100—150 до 1000 м знаменует собой начало кислого вулканизма. По правобережью р. Нарын (Карабугинский антиклинорий; см. фиг. 3) полого, почти горизонтально залегающие отложения серии ложатся с небольшим несогласием на основные вулканы андезито-базальтовой серии. Граница между сериями обычно очень четкая и отражает резкую смену во времени состава извергавшегося материала.

Серия сложена вулканиками кислого состава, среди которых широко развиты массивные фельзиты и фельзит-порфиры, тонкофлюидальные, шаровые и двухфазные проникающие игниспумиты, гетеролитные и негетеролитные игнимбриты, а также агломератовые и пепловые туфы¹. Значительно меньше распространены вулканогенно-осадочные породы, представленные конгломерато-брекчиями, конгломератами и песчаниками. Вулканические породы андезитового, дацитового, а также феолитового составов встречаются редко и развиты локально. Взаимоотношения пород отличаются большой сложностью, что обусловлено резко выраженной локальностью их развития. Исключение составляют гетеролитные игнимбриты, которые образуют обширные покровы, являясь в связи с этим хорошими маркирующими горизонтами. Породы серии обладают разнообразной окраской: черной, белой, розовой, красной, коричневой, лиловой, желтой и серой.

Карабугинский антиклинорий

В Карабугинском антиклинории (см. фиг. 3, 5, 6) отложения риолитовой серии особенно разнообразны. Великолепные выходы пород образуют полосу северо-западного простирания, прослеживающуюся через весь антиклинорий от левобережья р. Карабуги до р. Тебезге. Ширина полосы в центральной части антиклинория (по правобережью р. Нарын) достигает 8 км, в юго-восточном направлении она довольно резко сужается и на левобережье р. Тебезге совершенно выклинивается. Строение серии в пределах этой полосы крайне неоднородно.

Правобережье р. Нарын. Там, где р. Нарын меняет направление течения с широтного на меридиональное (перед впадением в р. Карабугу), на значительной площади обнажаются риолитовые вулканы большой суммарной мощности. Они представлены массивными фельзитами и фельзит-порфирами, игниспумитами и игнимбритами, образующими

¹ Литологическая характеристика названных пород приводится в главе III.

беспорядочные нагромождения (подробное описание этих и других пород приводится в главе III). Иногда встречаются линзы глыбовых брекчий и туфов. Вулканогенно-осадочные породы, видимо, отсутствуют или развиты очень слабо. Эффузивы прорываются многочисленными дайками, штоками и экструзивными куполами фельзитов и фельзит-порфиров. Разрез риолитовой серии в этом районе следующий:

Мощность, м

1. На пироксен-роговообманковых порфиритах андезито-базальтовой серии с несогласием залегают развитые локально массивные и слабо-флюидалные розоватые фельзиты 20—30
2. Сваренные туфы светлые, почти белые, со слабым зеленоватым или лиловым оттенком, стекловатые. Туфы содержат большое количество разноцветных обломков, что придает породе пестрый облик. Обломки (от 1—3 до 5—6 см) угловатые и округленные, с нечеткими расплывшимися контурами, представлены риолитовыми фельзитами и фельзит-порфирами. Основная масса состоит из сильно сваренного витрического туфа с единичными кристаллокластами альбит-олигоклаза, иногда корродированного. Структура основной массы этакситовая и микрофельзитовая. Порода сильно окварцована; из вторичных минералов, кроме кварца, в ней развиты серицит, реже хлорит и эпидот. Сваренные туфы слагают серию покровов, хорошо прослеживающихся и за пределами рассматриваемого района (от р. Карабуги до р. Тебезге). Характер латеральной изменчивости в сваренных туфах такой: в 10—12 км от рассматриваемого района связующая масса в туфе становится обильной и затем преобладающей; вместе с тем размер обломков постепенно уменьшается, причем концентрируются они главным образом в верхних частях покровов. Это хорошо иллюстрируется на примере сваренных туфов, развитых в горах Жылытау (фиг. 7)... 50—100
3. Глыбовая вулканическая брекчия, сохранившаяся лишь на одном небольшом участке. Брекчия белая, состоит из беспорядочно нагроможденных глыб, среди которых встречаются блоки довольно правильной кубической формы. Размер блоков и глыб 0,7—1,5 м, более мелкие обломки (до псаммитовых) выполняют промежутки между ними и играют роль связующей массы. Обломочный материал брекчии представлен белым сильно измененным (окварцованным) слоистым туфом.. более 4
4. Риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры черные, коричневые, лиловые, розовые и белые, стекловатые, иногда с редкими неотчетливыми вкрапленниками альбит-олигоклаза размером до 1—1,5 мм. Основная масса микрофельзитовая или микропйкилитовая, несколько реже микросферолитовая. Порода в различной степени изменена; особенно интенсивно развиты кварц и серицит, так что местами (в осветленных участках) риолиты превращены в кварц-серицитовую породу или в монокварциты. Иногда на отдельных участках (в шлифах) встречаются цеолиты. Химический состав фельзитов приведен в табл. 4 (анализ 2); образец для анализа взят из покрова коричневато-лилового массивного фельзита в горах Актас. По классификации А. Н. Заварицкого, порода относится к классу пересыщенных кремнеземом, к группе богатых щелочами и близка к риолитам Йеллоустонского Парка.
- Фельзиты и фельзит-порфиры залегают в виде небольших куполов, даек и коротких, но мощных потоков, которые образуют беспорядочные нагромождения, слагая значительную по объему часть толщи. Потоки образованы массивными и слабофлюидалными разностями, а также их лавовыми брекчиями 250—400
5. Игниспумиты тонкофлюидалные, шаровые и двухфазные проникающие. Последние представлены великолепно выраженными прижерловыми фациями, подробно описанными в главе III 200—300

Лито- логическая колонна	Мощность, м	Краткое описание	1 2 3
	18	Сваренные туфы, внизу светло-серые, выше зеленоватые и лиловые, с обломками фельзитов, размер и количество которых увеличиваются вверх по разрезу	
	1,5	Туфы пепловые, серые	
	11	Сваренные туфы светло-серые; в верху слоя появляются обломки фельзитов величиной до 3–4 см	
	1,2	Туфы пепловые, серые	
	10	Сваренные туфы светло-серые, зеленоватые; обломки фельзитов величиной до 1–1,5 см приурочены к верхней части слоя	

Фиг. 7. Разрез сваренных туфов риолитовой серии (горы Жылытау)
1 – пепловые туфы; 2 – сваренные туфы; 3 – обломки фельзитов

6. Игнимбриты черные и темно-серые, стекловатые, гетеролитные. В основании залегают лавоподобные игнимбриты, массивные и флюидальные, с микрофельзитовой структурой основной массы. Выше они постепенно сменяются сваренным туфом с эвтакситовой и микрофельзитовой структурами основной массы. Игнимбриты слагают покров, развитый локально, только в пределах Нарынского вулканического массива. При этом границей распространения покрова на северо-востоке служит разлом
7. Игнимбриты розовые и красные, стекловатые, слегка рассланцованные, с сильно растянутыми (до 10–12 см) светло-желтыми и, реже, сизовато-серыми фьямме, с редкими, но четкими кристалликами плагиоклаза размером 1–1,5 мм. В верхней части покрова отмечаются единичные угловатые обломки фельзитов размером до 5–7 см и большое количество пустот неправильной формы размером до 1–1,5 см. Структура основной массы, так же как и в предыдущем покрове, эвтакситовая, участками микрофельзитовая. Химический состав розового игнимбрита, взятого из средней части покрова, приведен в табл. 4 (анализ 3). Игнимбрит относится к ряду пород, пересыщенных алюминием, и к классу пересыщенных кремнеземом. По химическим данным он ближе всего к породам риолитового состава.

Мощность, м

больше 300

Игнимбриты слагают покров, распространенный значительно шире предыдущего (слой 6): от р. Карабуги до гор Жылытау. В пределах Нарынского вулкана мощность покрова достигает 30–40 м. В 2–2,5 км к восток-юго-востоку от вулкана его мощность сокра-

пустот и обломков. В 6–8 км от вулкана, по направлению к горам Жылытау, мощность покрова достигает 15–20 м; в нем хорошо проявлена вертикальная дифференциация от лавоподобного и фьяммового сваренного туфа в нижней части до слабо спекшегося туфа в верхней части покрова. В горах Жылытау (в 10–12 км от вулкана) покров сложен лишь частично спекшейся мелкообломочной ярко-розовой и красной брекчией мощностью до 15–20 м. На расстоянии 200–300 м брекчия выклинивается. По-видимому, она слагала здесь периферические части игнимбритового покрова и представляла собой наиболее остывший обломочный материал

0–40

8. Диабазы темно-серые и красновато-серые, относительно мало измененные, с хорошо проявленной офитовой структурой. Диабазы слагают силл, который внедрился между розовыми игнимбритами предыдущего слоя и залегающим выше покровом порфиритов, частично ассимилируя последний

25

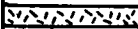
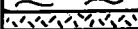
9. Базальтовый порфирит плотный, сверху – миндалекаменный, зеленовато-серый, участками почти черный и красный, неравномерно ожелезненный, с кольцами Лизеганга. В порфировых выделениях, достигающих 1–1,5 мм, отмечены лабрадор, частично сосюритизированный, и, видимо, пироксен, полностью замещенный хлоритом, кварцем и магнетитом. Структура основной массы апоинтерсертальная, участками пилотакситовая. Порфирит сильно изменен; в нем интенсивно развиваются хлорит, эпидот, магнетит, карбонат. На контакте с вышележащими гидрослюдизированными пемзовыми породами отмечаются особенно сильное ожелезнение основной массы и частичная гидрослюдизация плагиоклаза

3–5

10. Гидрослюдизированные пемзовые породы, внизу (3–4 м) флюидальные игнимбритоподобные, с характерной пятнистой "облачной" окраской сизовато-серой, черной и красной; выше они сменяются красным, частично спекшимся пемзовым туфом, в котором были найдены диаспоровые конкреции размером от 4–5 до 15–20 см. В спекшемся красном туфе видны участки неправильной формы и линзы мощностью до 1–2 м белого и розового цветов. Как показал химический анализ, содержание окиси железа в туфе колеблется: от 6–9% в красных разностях до 1,79% в осветленных. Пемзовые породы сильно изменены, практически они полностью гидрослюдизированы и представляют собой агрегат гидрослюды и гематита. Характерной особенностью пемзовых пород является повышенное и высокое содержание глинозема, которое варьирует в них от 18 до 26%, а в диаспоровых конкрециях достигает 59–62%. В табл. 5 приведены химические составы игнимбритоподобной пемзовой породы (анализы 20, 21, 22, 23), пемзового туфа (анализы 24, 25, 26) и залегающих в последнем диаспоровых конкреций (анализы 27, 28, 29). В обнажении пемзовые породы залегают в виде линзы мощностью до 15–20 м и протяженностью 100–200 м. По простиранию они сменяются мелко-среднезернистым пемзовым гидрослюдизированным туфом мощностью от 0,1 до 1 м

0–20

11. Гетеролитный игнимбрит, внизу темный синевато-коричневый, сверху – ярко-розовый и красный с великолепно проявленной вертикальной дифференциацией (см. фиг. 59). Химические составы игнимбритов приведены в табл. 4 (анализы 4 и 5); обр. 4 взят из нижней части покрова и представляет собой темный лиловато-коричневый лавоподоб-

Лито- логическая колонка	Мощность, м	Краткое описание	1 2 3
	18	Сваренные туфы, внизу светло-серые, выше зеленоватые и лиловые, с обломками фельзитов, размер и количество которых увеличиваются вверх по разрезу	
	1,5	Туфы пепловые, серые	
	11	Сваренные туфы светло-серые; в верху слоя появляются обломки фельзитов величиной до 3–4 см	
	1,2	Туфы пепловые, серые	
	10	Сваренные туфы светло-серые, зеленоватые; обломки фельзитов величиной до 1–1,5 см приурочены к верхней части слоя	

Фиг. 7. Разрез сваренных туфов риолитовой серии (горы Жылытау)
1 – пепловые туфы; 2 – сваренные туфы; 3 – обломки фельзитов

6. Игнимбриты черные и темно-серые, стекловатые, гетеролитные. В основании залегают лавоподобные игнимбриты, массивные и флюидальные, с микрофельзитовой структурой основной массы. Выше они постепенно сменяются сваренным туфом с эвтакситовой и микрофельзитовыми структурами основной массы. Игнимбриты слагают покров, развитый локально, только в пределах Нарынского вулканического массива. При этом границей распространения покрова на северо-востоке служит разлом
7. Игнимбриты розовые и красные, стекловатые, слегка рассланцованные, с сильно растянутыми (до 10–12 см) светло-желтыми и, реже, сизовато-серыми фьямме, с редкими, но четкими кристалликами плагиоклаза размером 1–1,5 мм. В верхней части покрова отмечаются единичные угловатые обломки фельзитов размером до 5–7 см и большое количество пустот неправильной формы размером до 1–1,5 см. Структура основной массы, так же как и в предыдущем покрове, эвтакситовая, участками микрофельзитовая. Химический состав розового игнимбрита, взятого из средней части покрова, приведен в табл. 4 (анализ 3). Игнимбрит относится к ряду пород, пересыщенных алюминием, и к классу пересыщенных кремнеземом. По химическим данным он ближе всего к породам риолитового состава.

Мощность, м

больше 300

Игнимбриты слагают покров, распространенный значительно шире предыдущего (слой 6): от р. Карабуги до гор Жылытау. В пределах Нарынского вулкана мощность покрова достигает 30–40 м. В 2–2,5 км к восток-юго-востоку от вулкана его мощность сокра-

- шается до 3–5 м; при этом игнимбриты становятся красными, менее стекловатыми; верхняя часть покрова содержит большое количество пустот и обломков. В 6–8 км от вулкана, по направлению к горам Жылытау, мощность покрова достигает 15–20 м; в нем хорошо проявлена вертикальная дифференциация от лавоподобного и фьяммового сваренного туфа в нижней части до слабо спекшегося туфа в верхней части покрова. В горах Жылытау (в 10–12 км от вулкана) покров сложен лишь частично спекшейся мелкообломочной ярко-розовой и красной брекчий мощностью до 15–20 м. На расстоянии 200–300 м брекчия выклинивается. По-видимому, она слагала здесь периферические части игнимбритового покрова и представляла собой наиболее остывший обломочный материал 0–40
8. Диабазы темно-серые и красновато-серые, относительно мало измененные, с хорошо проявленной офитовой структурой. Диабазы слагают силл, который внедрился между розовыми игнимбритами предыдущего слоя и залегающим выше покровом порфиритов, частично ассимилируя последний 25
9. Базальтовый порфирит плотный, сверху – миндалекаменный, зеленовато-серый, участками почти черный и красный, неравномерно ожелезненный, с кольцами Лизеганга. В порфириновых выделениях, достигающих 1–1,5 мм, отмечены лабрадор, частично сосюритизированный, и, видимо, пироксен, полностью замещенный хлоритом, кварцем и магнетитом. Структура основной массы апоинтерсертальная, участками пилотакситовая. Порфирит сильно изменен; в нем интенсивно развиваются хлорит, эпидот, магнетит, карбонат. На контакте с вышележащими гидрослюдизированными пемзовыми породами отмечаются особенно сильно ожелезнение основной массы и частичная гидрослюдизация плагиоклаза 3–5
10. Гидрослюдизированные пемзовые породы, внизу (3–4 м) флюидалные игнимбритоподобные, с характерной пятнистой "облачной" окраской сизовато-серой, черной и красной; выше они сменяются красным, частично спекшимся пемзовым туфом, в котором были найдены диаспоровые конкреции размером от 4–5 до 15–20 см. В спекшемся красном туфе видны участки неправильной формы и линзы мощностью до 1–2 м белого и розового цветов. Как показал химический анализ, содержание окиси железа в туфе колеблется: от 6–9% в красных разностях до 1,79% в осветленных. Пемзовые породы сильно изменены, практически они полностью гидрослюдизированы и представляют собой агрегат гидрослюды и гематита. Характерной особенностью пемзовых пород является повышенное и высокое содержание глинозема, которое варьирует в них от 18 до 26%, а в диаспоровых конкрециях достигает 59–62%. В табл. 5 приведены химические составы игнимбритоподобной пемзовой породы (анализы 20, 21, 22, 23), пемзового туфа (анализы 24, 25, 26) и залегающих в последнем диаспоровых конкреций (анализы 27, 28, 29). В обнажении пемзовые породы залегают в виде линзы мощностью до 15–20 м и протяженностью 100–200 м. По простиранию они сменяются мелко-среднезернистым пемзовым гидрослюдизированным туфом мощностью от 0,1 до 1 м 0–20
11. Гетеролитный игнимбрит, внизу темный синева-коричневый, сверху – ярко-розовый и красный с великолепно проявленной вертикальной дифференциацией (см. фиг. 59). Химические составы игнимбритов приведены в табл. 4 (анализы 4 и 5); обр. 4 взят из нижней части покрова и представляет собой темный лиловато-коричневый лавоподоб-

ный игнимбрит; обр. 5 взят из верхней части покрова и представляет собой ярко-розовый, с "родонитовым" оттенком сваренный туф. По классификации А. И. Заварицкого, анализируемые породы относятся к нормальному ряду, к классу пересыщенных кремнекислотой и к группе умеренно богатых щелочами. Они ближе всего к риолитовым породам. Обращает на себя внимание повышенное содержание марганца: от 0,19% в основании покрова до 2,71% — в его верхней части, где минералогически марганец представлен пьмонитом и родонитом (подробно о марганцевой минерализации покрова см. гл. VI)... 35—40

12. Сваренные, частично окварцованные туфы серые и темно-лиловые, с хорошо проявленной этакситовой структурой и с развитыми в верхних частях покровов сферолитами размером от 0,1—0,2 до 1—3 см. Сваренные туфы чередуются с прослоями гидрослюдизированных пемзовых красных и сизовато-лиловых туфов. Мощность сваренных туфов варьирует от 1—2 до 10—15 м, пемзовых — от 1 до 3—4 м. . . 40—50

13. На неровную поверхность покрова сваренных сферолитовых туфов ложится гидрослюдизированная пемзовая порода своеобразного облика. В нижней части слоя (1—2 м) залегает черно-красная пемзовая флюидальная порода, сменяющаяся выше разнообломочным туфом. Связующая масса последнего представляет собой пемзовый туф красного цвета с большим количеством кристаллокластов корродированного кварца. Обломки размером от 1 до 50 см и фьямме от 2—3 до 100—150 см расположены хаотически. Они представлены черной бескварцевой эффузивной породой, тоже гидрослюдизированной, возможно, трахитового или фонолитового состава. Максимальная мощность отложений 25—30 м; на расстоянии 250—300 м флюидальные и крупнообломочные пемзовые породы сменяются средне-мелкозернистым пемзовым туфом; при этом их мощность сокращается до 0,5—1 м 0,5—30

Суммарная мощность разреза составляет 925—1317 м.

Непосредственно на довольно ровную поверхность пемзовых пород ложатся андезито-базальтовые порфириты следующей базальто-андезито-дацитово-серии.

Большая мощность и локальность развития вулканических образований, концентрация разнообразных рвущих тел и присутствие характерных прижерловых фаций типа проникающих двухфазных игниспумитов или глыбовых вулканических брекчий свидетельствуют о том, что развитые здесь риолитовые вулканы представляют собой руины крупного и, видимо, сложного стратовулкана (или группы вулканов), названного нами Нарынским (см. главу IV, фиг. 52). Руины вулкана в настоящее время занимают довольно большую площадь — около 80 км². Однако эта цифра не отражает истинных размеров вулкана, так как значительная территория в данном районе занята гранитными интрузиями. За пределами вулкана мощность серии быстро сокращается до 400 м, а местами и до 200 м. Вместе с тем существенно меняется строение самой серии. По мере удаления от вулкана из разреза сначала выпадают массивные слабофлюидальные фельзиты и фельзит-порфиры и их лавовые брекчий, слагающие экструзивные купола и короткие потоки, локализующиеся в пределах вулканической постройки; затем, на расстоянии 5—7 км от вулкана, из разреза выпадают последние наиболее протяженные потоки игниспумитов. В 7—10 км от вулкана риолитовая серия представлена в основном игнимбритами и туфами, переслаивающимися с тефроидными песчаниками и конгломератами.

Формирование риолитовой серии в Карабугинском антиклинории связано с деятельностью Нарынского риолитового вулкана.

Риолитовая серия изменчивой мощности (120–1000 м) обнажается по правобережью р. Талды-Базар (см. фиг. 4, 6). В серии выделяются две толщи: нижняя, эффузивно-туфовая, и верхняя, песчано-туфовая.

Эффузивно-туфовая толща образована в основном туфами кислого, значительно реже смешанного состава и локально развитыми фельзитами, игнимбритами и дацитовыми порфиритами.

Туфы распространены особенно широко и местами толща сложена полностью ими. Ее строение иллюстрируется двумя геологическими разрезами, составленными по правобережью р. Талды-Базар к западу от горы Шакенын-Кызыл (фиг. 8) и к северу от горы Абилядабик (фиг. 9). Туфы довольно разнообразны и представлены в основном литокластическими и витрическими разностями; кристаллокластические туфы встречаются редко. По составу литокластов (фельзиты, фельзит-порфиры) и кристаллокластов (альбит-олигоклаз, олигоклаз), а также по характеру вторичных изменений (окварцевание и серицитизация) большинство туфов являются кислыми. В туфах смешанного состава, помимо перечисленных, присутствуют также фрагменты дацитовых и андезитовых порфиров. Среди туфов в основном встречаются мелко- и среднезернистые, довольно хорошо отсортированные разности; пелитовые (обычно витрические) и разноезернистые туфы распространены меньше; в последних размер фрагментов варьирует от 0,01 мм до 0,5–1 см. Преобладают туфы серые, черные, зеленоватые, реже розоватые и рыжие. В них отмечаются единичные находки пеплового града.

Для туфов характерна мелкая и средняя горизонтальная слоистость с хорошо развитыми слоевыми элементами. В отдельных слоях иногда устанавливается градационная сортировка обломочного материала и слойчатость. Местами, однако, встречаются пачки массивных разноезернистых туфов с крупной и грубой слоистостью (от 0,5 до 3 м).

Эффузивы образуют несколько массивов в горах Сабырбай-Кызыл, Шакенын-Кызыл (см. фиг. 4), к северу от последнего и по правобережью р. Талды-Базар. Массивы сложены фельзитами и фельзит-порфирами с микрофельзитовой или микропикрилитовой структурой основной массы и с редкими порфировыми выделениями олигоклаза (№ 15–25) и альбит-олигоклаза (№ 10–15). Химический состав фельзитов приведен в табл. 4 (анализ 6). Преобладают массивные фельзиты; их лавовые брекчи и миндалекаменные разности встречаются редко. Для фельзитов и фельзит-порфиров одинаково характерны темные цвета — зеленовато-коричневые, грязно-серые, черно-зеленые и светлые, почти белые. Светлые фельзиты и фельзит-порфиры обычно сильно окварцованы; по трещинам отдельности в них развита кайма ожелезнения шириной 1–2 см оранжевого, коричневого и ярко-малинового цветов; довольно часто встречаются кольца Лизеганга.

В разрезах фельзиты залегают в виде мощных (150–250 м) и быстро выклинивающихся линз. В плане они имеют вид вытянутых массивов размером от 1,2×3,5 км (Сабырбай-Кызыл) до 1,5×5,5 км (Шакенын-Кызыл). С вмещающими их породами устанавливаются как рвущие, так и согласные контакты. По своему происхождению они являются экструзивными куполами. Вопросы происхождения этих образований подробно рассмотрены в главе III. Непосредственно вблизи экструзивных куполов развиты сваренные и спекшиеся туфы. Так, к западу от экструзивного купола Шакенын-Кызыл залегает черный, сильно сваренный туф со светлыми, почти белыми фьямме длиной от 1 до 4,5 см. Сваренные туфы слагают небольшой покров, быстро выклинивающийся в западном направлении. Вблизи экструзивного купола мощность покрова достигает 10–15 м.

В том же районе, но несколько выше по разрезу, залегают светлые, розоватые и почти белые брекчи, состоящие из сваренных фрагментов размером от 0,5 до 2–3 см. По составу фрагменты однообразны, представлены фельзитами и фельзит-порфирами, идентичными таким же породам купола Шакенын-Кызыл. В разрезе они залегают в виде нескольких линз мощностью от 15 до 50 м. Их генетическая природа не совсем ясна; по-видимому, они являются либо спекшимися туфами, либо гиаокластитами.

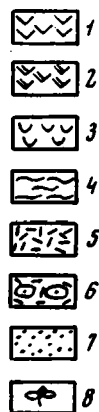
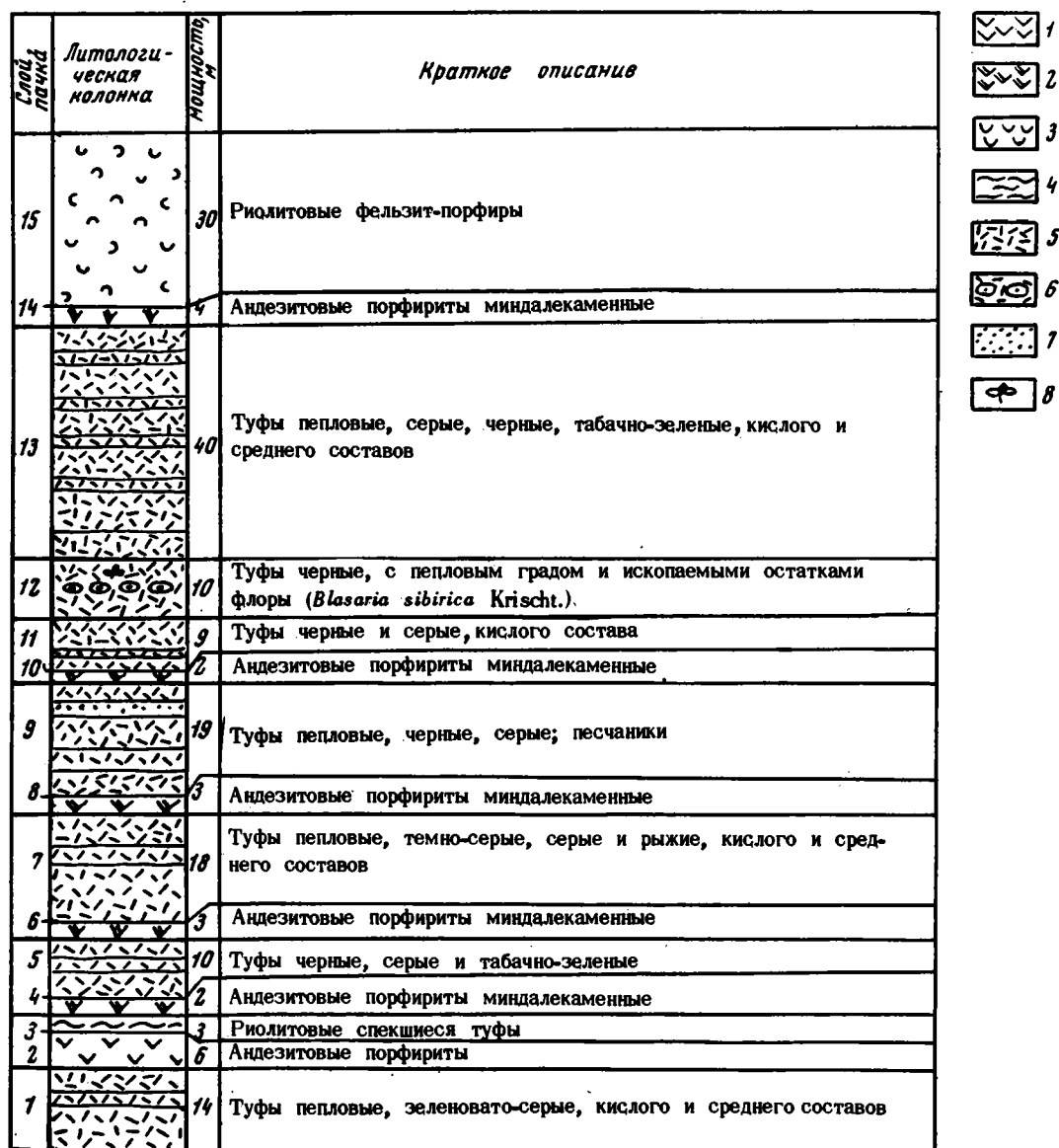
К югу от экструзивного купола Сабырбай-Кызыл обнажается сильно сваренный пестрый туф. Он состоит из фрагментов зеленых, розовых и серых фельзитов размером

Слой, пачка	Литологи- ческая колонка	Мощность, м	Краткое описание
15		15	Туфы пепловые, серые
14		40	Туфы пепловые, серые, кислого состава; прослой спекшихся туфов розовых и желтых
13		60	Туфы пепловые, серые, кислого состава
12		10	Дацитовые порфириты темно-серые
11		40	Спекшиеся туфы серые с фьямме; прослой пепловых туфов кислого состава
10		50	Сваренные туфы черные; прослой пепловых туфов такого же состава
9		15	Туфы серые, красные, рыжие
8		70	Спекшиеся и сваренные туфы черные, с обломками и с фьямме; прослой серых пепловых туфов кислого состава
7		30	Туфы пепловые, серые, кислого состава
6		4	Андезитовые порфириты миндалекаменные
5		26	Туфы серые, кислого состава; прослой спекшихся туфов
4		5	Андезитовые порфириты
3		16	Туфы пепловые, серые
2		5	Андезитовые порфириты
1		>30	Туфы пепловые, светло-серые, кислого состава, тефрогенные песчаники

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

Фиг. 8. Разрез туфовой толщи (нижняя часть риолитовой серии, к западу от горы Шакены-Кызыл)

1 – андезитовые порфириты; 2 – миндалекаменные андезитовые порфириты; 3 – дацитовые порфириты; 4 – игнимбриты; 5 – туфы; 6 – тефрогенные песчаники



Фиг. 9. Разрез туфовой толщи (нижняя часть риолитовой серии, к северу от горы Абильдабиик).

1 – андезитовые порфиры; 2 – миндалекаменные андезитовые порфиры; 3 – риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 4 – спекшиеся туфы; 5 – туфы; 6 – туфы с пепловым градом; 7 – песчаники; 8 – флора

до 1,5 см; их форма угловатая, округленная (оплавленная), с нечеткими, расплывчатыми контурами. Фрагменты вплавлены в обильную фельзитоподобную светлую связующую массу с микрофельзитовой и этакситовой структурами. Сваренные туфы слагают, по-видимому, поток с максимальной мощностью (25 м) вблизи купола. В южном направлении, на расстоянии 1,5–2 км, сваренные туфы выклиниваются.

Дацитовые порфириды тоже развиты локально. Они образуют два небольших массива (1×1,2 и 0,8–1,5 км), расположенных к западу и к югу от экструзивного купола Шакенын-Кызыл. Дацитовые порфириды темно-серые афанитовые и мелкокристаллические, с плохо различимыми вкрапленниками полевого шпата (андезин № 40 или андезин-олигоклаз № 30). Структура основной массы апоинтерсертальная; стекло между лейстами плагиоклаза замещено хлоритом, карбонатом и гидроокислами железа. Количество ксеноморфного кварца достигает 5–7%.

В массиве дацитовых порфиритов, расположенном к югу от купола Шакенын-Кызыл, была обнаружена жерловина изометричной формы, размером 400×250 м. Она сложена хорошо раскристаллизованными диоритовыми породами типа малхитов и микродиоритов. Жерловина окаймлена зеленовато-серыми дацитовыми афиритами, сменяющимися далее кварцсодержащими дацитовыми порфиридами с микротинитами. Последние представлены фрагментами размером до 1–1,5 м хорошо раскристаллизованных дацитовых порфиритов и микродиоритов. Они вплавлены в связующую порфиритовую массу, с которой часто имеют нечеткие расплывчатые границы. По А. Н. Заварицкому, такие фрагменты являются отторженцами раскристаллизованной части вулканического очага и встречаются вблизи центров извержений (Заварицкий, 1961). К западу от горы Шакенын-Кызыл на толщу кислых туфов и игнимбритов, описанных выше, ложится покров дацитовых порфиритов. Его мощность вблизи купола достигает 50 м и с удалением от него быстро сокращается. В основании покрова залегает прослой мощностью до 0,5 м, состоящий из бомб дацитовых порфиритов. Бомбы удлиненные, иногда с оттянутыми и слегка закрученными хвостами, размером до 6–8 см (см. фиг. 44). В западном направлении, с удалением от купола Шакенын-Кызыл, бомбы в прослое сменяются мелкими угловатыми обломками того же состава. Максимальная мощность дацитовых порфиритов 100 м.

Мощность всей эффузивно-туфовой толщи варьирует от 200 до 750 м.

Песчано-туфовая толща состоит из светло-серых, зеленоватых и лиловых туфов и тефрогенных песчаников. Туфы кислого состава, литокластические и витрические, от пелитовых до гравийных; встречаются единичные прослои мелкообломочных агломератовых и спекшихся туфов. Песчаники состоят из такого же обломочного материала, что и туфы, но в различной степени окатанного. Для толщи характерна хорошо выраженная тонкая, мелкая и средняя слоистость с четкими слоевыми границами и слойчатость. Толща туфов хорошо прослеживается по всему району и является в связи с этим маркирующим горизонтом.

Мощность песчано-туфовой толщи 40–60 м.

Формирование риолитовой серии на правобережье р. Талды-Базар обусловлено развитием крупных экструзивных куполов Шакенын-Кызыл, Сабырбай-Кызыл и др. В 40 км к северо-северо-западу от рассматриваемого района, в низовьях р. Бугаз, располагаются руины крупного риолитового стратовулкана — Бугазского вулкана, строение которого отличается большой сложностью. Хотя во многом он и похож на Нарынский вулкан, однако имеются и различия. Одно из них заключается в довольно широком развитии в пределах Бугазского вулкана туфов и агломератов. Это обстоятельство, возможно, указывает на его более высокую эксплозивность. Поэтому весьма вероятно, что в формировании туфов на правобережье р. Талды-Базар пеплопады Бугазского вулкана играли значительную, а может быть, и решающую роль.

Литология и условия седиментации

Риолитовая серия отличается, как мы видели, большой сложностью. Основными компонентами ее являются вулканические породы риолитового состава: эффузивы, игнимбриты и туфы; вулcano-терригенные породы встречаются в подчиненном количестве.

Эффузивы представлены риолитовыми фельзитами и фельзит-порфирами. Среди них выделяются массивные разности и игниспумиты. Игниспумиты были встречены только в пределах Нарынского вулкана. Они представлены тонкофлюидальными, шаровыми и двухфазными проникающими разностями, залегающими в виде потоков, местами значительной мощности (до 40 м). Массивные фельзиты и фельзит-порфиры, сменяющиеся иногда слабофлюидальными разностями и лавовыми брекчиями, образуют либо экструзивные купола (Шакенын-Кызыл, Сабырбай-Кызыл в Тарбагатайском антиклинории), либо мощные нагромождения, состоящие из коротких потоков (Нарынский вулкан в Карабугинском антиклинории); формы залегания массивных риолитов свидетельствуют о большой вязкости извергавшегося расплава.

И массивные риолиты, и игниспумиты развиты локально. Они концентрируются вблизи центров извержений и составляют основную часть вулканических построек. За их пределами распространены лишь наиболее протяженные потоки игниспумитов (до 5–6 км).

Игнимбриты для риолитовой серии особенно характерны; в ее строении они играют существенную роль. Среди них широко развиты как гетеролитные, так и негетеролитные игнимбриты. Гетеролитные игнимбриты слагают крупные, мощные (до 40, иногда до 300 м) покровы, прослеживающиеся на многие километры. В них хорошо проявлена вертикальная дифференциация. Гетеролитные игнимбриты развиты в Карабугинском антиклинории, где они связаны с деятельностью Нарынского вулкана. Негетеролитные игнимбриты залегают в виде небольших, быстро выклинивающихся покровов или потоков максимальной мощностью до 10–25 м. Обычно же их мощность варьирует от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Вертикальная дифференциация в них отсутствует. Негетеролитные игнимбриты развиты в Тарбагатайском антиклинории, где они локализованы вблизи крупных экструзивных куполов Шакенын-Кызыл и Сабырбай-Кызыл.

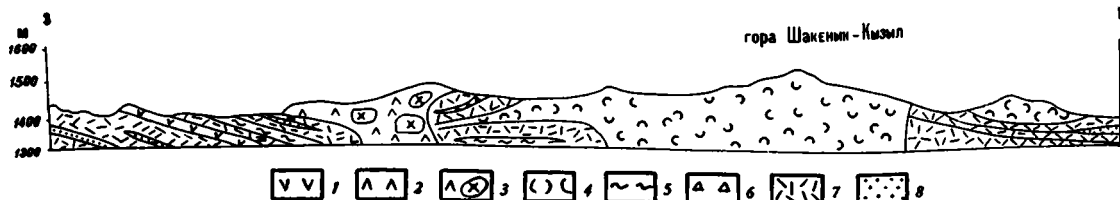
По петрохимическим данным, рассмотренные выше эффузивы и игнимбриты очень близки. Они относятся к риолитам и по классификации А. Н. Заварицкого ближе всего к риолитам Йеллоустонского Парка. Их характерной особенностью является слабое развитие вкрапленников, количество которых редко превышает 4–5% площади шлифа. Вкрапленники представлены альбитом, альбит-олигоклазом и олигоклазом; кварц встречается очень редко; его кристаллы мелки и корродированы.

Гидрослюдизированные пемзовые породы были встречены в самой верхней части риолитовой серии в горах Акташ (Карабугинский антиклинорий). Для них характерны довольно крупные (до 1,5–2 мм) и местами многочисленные вкрапленники и кристаллокласты кварца, сильнейшая гидрослюдизация и хорошо сохранившаяся, несмотря на последнюю, пемзовая текстура. Химический состав пемзовых пород сильно отличается от рассмотренных выше риолитов; он довольно близок к составу трахитовых или фонолитовых пород.

Агломератные туфы для риолитовой серии не очень характерны. Они либо вовсе отсутствуют в разрезах, либо встречаются редко. Это единичные невыдержанные прослои, сложенные мелкими обломками (до 1,5–2 см) кислых вулканитов, сцементированных литокластическим туфом.

Пепловые туфы, напротив, развиты очень широко. Исключение составляют лишь вулканические постройки, в пределах которых они иногда отсутствуют. Среди туфов преобладают литокластические и витрические разности; кристаллокластов немного (8–10% площади шлифа), они представлены альбитом, альбит-олигоклазом, олигоклазом и, редко, кислым андезитом. По составу кристаллокластов и литических фрагментов (в основном фельзиты и фельзит-порфиры), а также по характеру вторичных изменений (серицитизация и окварцевание) туфы являются кислыми. Они слагают довольно мощные (до 700–600 м) слоистые толщи, в которых ассоциируют с игнимбритами и тефрогенными песчаниками. Последние, судя по составу обломочного материала (аналогичного обломочному материалу туфов), представляют собой продукты переотложения и перемыва пепла (тефры).

Материал, слагающий риолитовую серию, почти исключительно вулканического происхождения. Деятельность вулканов, судя по их продуктам, была очень разнообразна. Здесь происходили экструзии очень вязких риолитовых лав, излияния малоподвижных, вязких и



Фиг. 10. Геологический профиль, иллюстрирующий состав и строение эффузивно-пирокластического комплекса в районе горы Шакенин-Кызыл

1 — андезитовые порфиры; 2 — дацитовые порфиры; 3 — микротиниты; 4 — риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 5 — игнимбиты; 6 — агломератовые туфы; 7 — туфы; 8 — песчаники

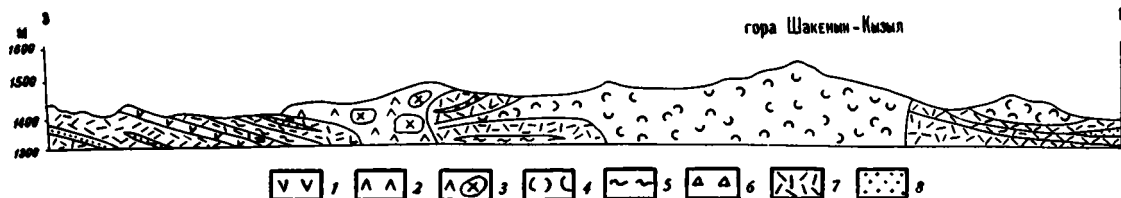
очень подвижных пенистых лав того же состава, также мощные игнимбитовые извержения. Однако основная по объему масса вулканического материала была выброшена в раздробленном виде эксплозиями. Об этом свидетельствует, во-первых, большая мощность вулканогенно-обломочной толщи (400–600 м), состоящей в основном из туфов и продуктов переработки тефры, и, во-вторых, большая площадь развития этих отложений.

Стратификация рассмотренных отложений очень характерная. Среди слоистых вулканогенно-обломочных, в значительной мере туфовых пород залегают крупные (мощностью от 400 до 600 м) линзы эффузивов. В одних случаях они представляют собой экструзивные купола с локализующимися около них потоками негетеролитных игнимбитов (фиг. 10), в других — это руины крупных вулканических построек стратовулканов центрального типа (Нарынского и Бугазского вулканов). Гетеролитные игнимбиты, участвующие в их строении, распространяются в большинстве случаев далеко за их пределы и залегают в окружающей вулканы слоистой вулканогенно-обломочной толще в виде хорошо прослеживающихся маркирующих горизонтов. Вулканогенно-обломочная толща характеризуется хорошо выраженной мелкой, средней, изредка крупной горизонтальной и линзовидной слоистостью, а также большой латеральной изменчивостью пород. Последнее обусловлено как выклиниванием слоев и их размывом, так и переходом одних пород в другие; например, крупнозернистые туфы сменяются гравийными или мелкозернистыми разностями.

Условия седиментации риолитовой серии были безусловно наземными. Об этом свидетельствует целый ряд фактов и прежде всего — широкое развитие игнимбитов. Встреченный в туфах пепловый град указывает на субазальный характер эксплозивных извержений. Большая латеральная изменчивость вулканических пород вообще и прежде всего туфов не может быть объяснена локальностью подачи вулканического материала, так как пепел при извержениях покрывает обычно большие площади. Следовательно, отложения подвергались интенсивному размыву, и от них сохранились лишь фрагменты первоначальных накоплений. Такой сильный размыв мог возникнуть только в наземных условиях. Палеорельеф во время формирования риолитовой серии можно представить в следующем виде. Вулканические постройки стратовулканов и экструзивные купола были основными положительными орографическими элементами рельефа. В окружавшую их более или менее расчлененную равнину сносился весь рыхлый материал. Он состоял из переотложенной пирокластики и, в меньшей мере, из продуктов разрушения литифицированных пород.

В пределах Карабугинского антиклинория рельеф равнины, окружающей Нарынский вулкан, был, видимо, достаточно расчлененным. В разрезах серии, удаленных от вулкана (в горах Жылытау), встречается большое количество песчаников и линз конгломератов, свидетельствующих о довольно большой напряженности денудационных процессов. Игнимбитовые извержения, особенно крупные, видимо, выравнивали рельеф, так как раскаленная суспензия выполняла все отрицательные формы в рельефе. По-видимому, именно таким образом был ликвидирован крупный провал в пределах Нарынского вулкана, который, судя по мощности выполняющих его игнимбитов, превышал 300 м.

Несколько иную картину представлял собой рельеф в Тарбагатайском антиклинории, где окружающая экструзивные купола равнина была сложена в основном рыхлым пиро-



Фиг. 10. Геологический профиль, иллюстрирующий состав и строение эффузивно-пирокластического комплекса в районе горы Шакеми-Кызыл

1 — андезитовые порфириты; 2 — дацитовые порфириты; 3 — микротиниты; 4 — риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 5 — игнимбиты; 6 — агломератовые туфы; 7 — туфы; 8 — песчаники

очень подвижных пенистых лав того же состава, также мощные игнимбитовые извержения. Однако основная по объему масса вулканического материала была выброшена в раздробленном виде эксплозиями. Об этом свидетельствует, во-первых, большая мощность вулканогенно-обломочной толщи (400–600 м), состоящей в основном из туфов и продуктов переработки тефры, и, во-вторых, большая площадь развития этих отложений.

Стратификация рассмотренных отложений очень характерная. Среди слоистых вулканогенно-обломочных, в значительной мере туфовых пород залегают крупные (мощностью от 400 до 600 м) линзы эффузивов. В одних случаях они представляют собой экструзивные купола с локализующимися около них потоками негетеролитных игнимбитов (фиг. 10), в других — это руины крупных вулканических построек стратовулканов центрального типа (Нарынского и Бугазского вулканов). Гетеролитные игнимбиты, участвующие в их строении, распространяются в большинстве случаев далеко за их пределы и залегают в окружающей вулканы слоистой вулканогенно-обломочной толще в виде хорошо прослеживающихся маркирующих горизонтов. Вулканогенно-обломочная толща характеризуется хорошо выраженной мелкой, средней, изредка крупной горизонтальной и линзовидной слоистостью, а также большой латеральной изменчивостью пород. Последнее обусловлено как выклиниванием слоев и их размывом, так и переходом одних пород в другие; например, крупнозернистые туфы сменяются гравийными или мелкозернистыми разностями.

Условия седиментации риолитовой серии были безусловно наземными. Об этом свидетельствует целый ряд фактов и прежде всего — широкое развитие игнимбитов. Встреченный в туфах пепловый град указывает на субэвральный характер эксплозивных извержений. Большая латеральная изменчивость вулканитов вообще и прежде всего туфов не может быть объяснена локальностью подачи вулканического материала, так как пепел при извержениях покрывает обычно большие площади. Следовательно, отложения подвергались интенсивному размыву, и от них сохранились лишь фрагменты первоначальных накоплений. Такой сильный размыв мог возникнуть только в наземных условиях. Палеорельеф во время формирования риолитовой серии можно представить в следующем виде. Вулканические постройки стратовулканов и экструзивные купола были основными положительными орографическими элементами рельефа. В окружавшую их более или менее расчлененную равнину сносился весь рыхлый материал. Он состоял из переотложенной пирокластики и, в меньшей мере, из продуктов разрушения литифицированных пород.

В пределах Карабугинского антиклинория рельеф равнины, окружающей Нарынский вулкан, был, видимо, достаточно расчлененным. В разрезах серии, удаленных от вулкана (в горах Жылытау), встречается большое количество песчаников и линз конгломератов, свидетельствующих о довольно большой напряженности денудационных процессов. Игнимбитовые извержения, особенно крупные, видимо, выравнивали рельеф, так как раскаленная суспензия выполняла все отрицательные формы в рельефе. По-видимому, именно таким образом был ликвидирован крупный провал в пределах Нарынского вулкана, который, судя по мощности выполняющих его игнимбитов, превышал 300 м.

Несколько иную картину представлял собой рельеф в Тарбагатайском антиклинории, где окружающая экструзивные купола равнина была сложена в основном рыхлым пиро-

класическим материалом многочисленных пеплопадов. Лишь сравнительно небольшая часть пепла (тефры) была перемыта и переотложена; основная же ее масса захоронилась, не претерпев существенной переработки, отразившейся на ее структуре (в разрезах серии туфы преобладают над тефроидными песчаниками). Этот факт может служить доказательством того, что эрозионные процессы на равнине были вялыми, ненапряженными. По-видимому, равнина была мало расчленена. Вторым доказательством отсутствия напряженных денудационных процессов и резко расчлененного рельефа в районе правобережья р. Талды-Базар может служить тот факт, что в разрезах не наблюдаются грубообломочные (псефитовые) вулканогенно-осадочные породы и даже мелкообломочные конгломераты встречаются сравнительно редко.

Базальто-андезито-дацитовая серия

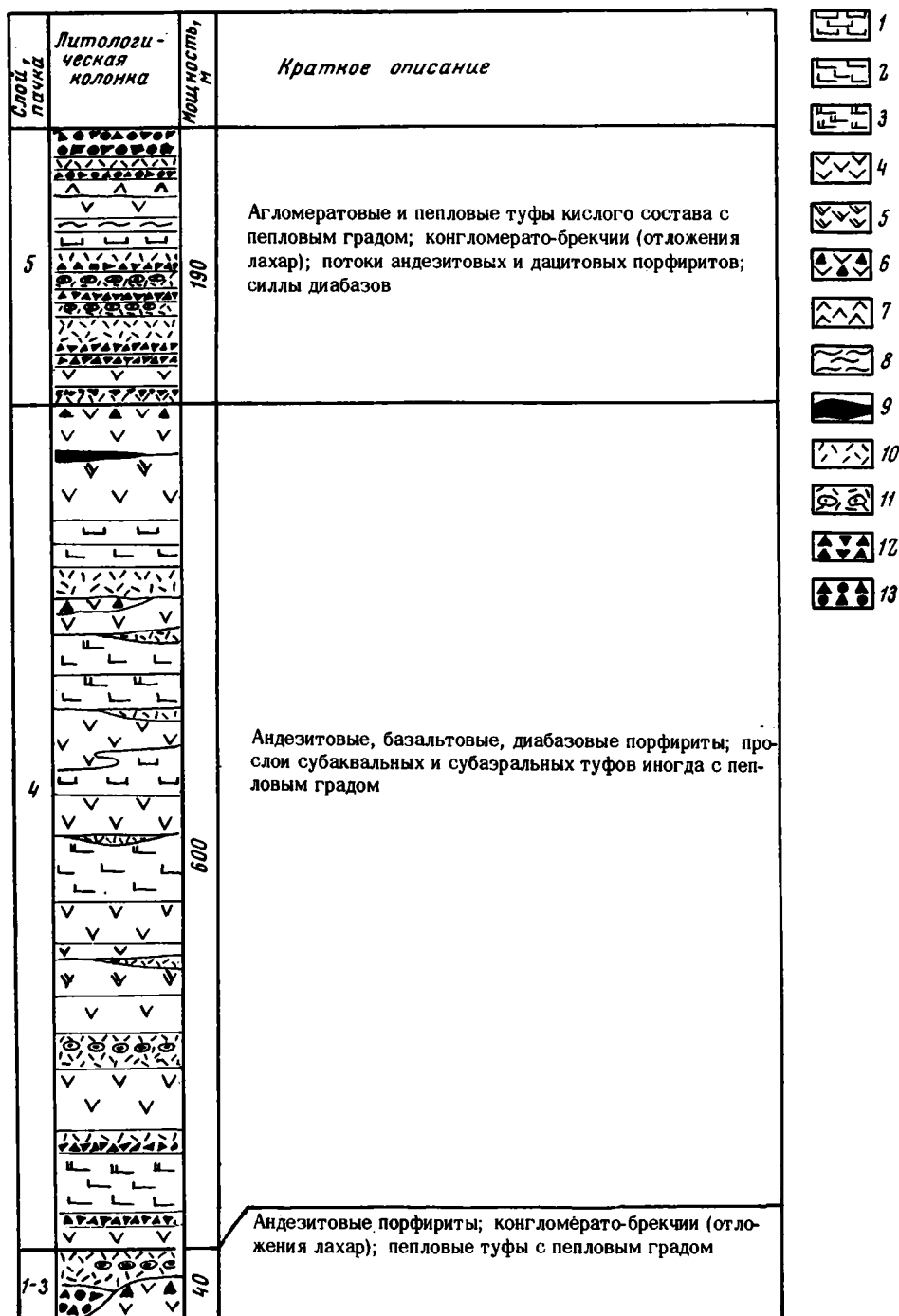
Базальто-андезито-дацитовая серия мощностью от 500 до 900 м залегает на породах риолитовой серии с небольшим несогласием, перекрывая лишь ее самые верхние горизонты. Граница между сериями в большинстве случаев четкая, без переходной зоны. Серия сложена базальтовыми, диабазовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, пепловыми и агломератовыми туфами того же состава; в строении серии принимают участие также конгломерато-брекчии, конгломераты и песчаники. Для пород характерны зеленые, лиловые, серые и черные цвета; встречаются также пестрые, яркие разноцветности.

Карабугинский антиклинорий

В Карабугинском антиклинории базальто-андезито-дацитовая серия отличается большой латеральной изменчивостью. Особенно характерно ее строение в горах Актас и Жылытау (см. фиг. 6).

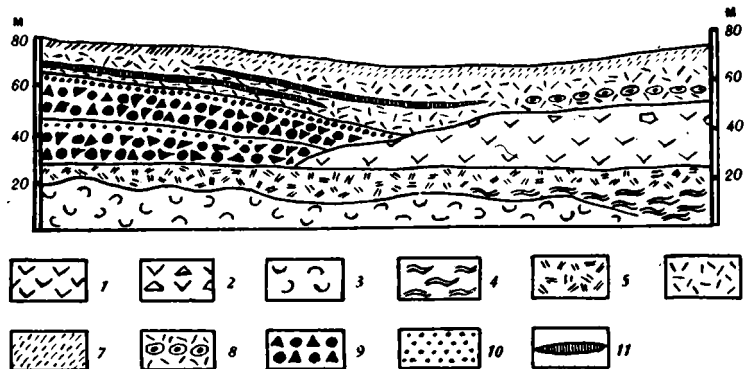
Горы Актас. С небольшим несогласием то на пемзовых гидрослюдизированных породах, то на марганецсодержащих игнимбритах риолитовой серии залегает 850-метровая толща вулканитов довольно пестрого базальто-андезито-дацитового состава. Строение серии иллюстрируется геологическим разрезом (фиг. 11).

- | | |
|--|--------------------------------|
| <p>1. В основании серии залегают андезитовые порфириты зеленовато-серые, афанитовые, с крупными (до 2—3 мм) вкрапленниками андезина (№ 40—45). Структура основной массы апоинтерсертиальная, участками пилотакситовая. В обнажении порфириты залегают в виде линзы, верхняя часть которой сложена брекчией, состоящей из обломков андезитовых порфиритов (от 1,5 до 12 см) и довольно скудной связующей массы того же состава. В северо-западном направлении на расстоянии 1000—1200 м поток довольно быстро выклинивается (фиг. 12)</p> <p>2. Конгломерато-брекчии зеленовато-серые. Размер обломков варьирует от псаммитовых и мелких псефитовых, слагающих довольно обильную связующую массу, до валунов и глыб, достигающих 1 м. Обломки угловатые, иногда с "рваными", зазубренными краями и слабо окатанные, со слегка закругленными углами и гранями. Состав обломков довольно однообразен; среди них преобладают порфириты и их туфы, в небольшом количестве встречаются также светло-зеленые кремнисто-пелитовые породы, серые и розоватые среднезернистые песчаники и др. Обломки распределены по породе неравномерно, хотя в целом отмечается их довольно четкая прямая сортировка, выражающаяся в том, что наиболее крупные обломки тяготеют к нижней части слоя. В верхней части слоя (1,5—2 м) связующая псаммитовая масса становится преобладающей, и конгломерато-брекчии сменяются разномзернистыми песчаниками с отдельны-</p> | <p>Мощность, м</p> <p>0—20</p> |
|--|--------------------------------|



Фиг. 11. Разрез базальто-андезито-дацитової серии (горы Актас)

1 — диабазовые порфириты; 2 — базальтовые порфириты; 3 — миндалекаменные базальтовые порфириты; 4 — андезитовые порфириты; 5 — миндалекаменные андезитовые порфириты; 6 — лавовые брекчии андезитовых порфиритов; 7 — дацитовые порфириты; 8 — игнимбриты; 9 — пемзовые гидрослюдизированные породы; 10 — туфы; 11 — туфы с пепловым градом; 12 — агломератовые туфы; 13 — конгломерато-брекчии



Фиг. 12. Характер латеральной изменчивости в отложениях базальто-андезито-дацитовй серии (горы Актау)

1 — андезитовые порфиры; 2 — лавовые брекчии андезитовых порфиров; 3 — риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 4 — пемзовые гидрослюдизированные породы; 5 — пемзовые гидрослюдизированные туфы; 6 — туфы; 7 — туфопелиты; 8 — туфы с пепловым градом; 9 — конгломерато-брекчии; 10 — песчаники; 11 — кремнистые породы

Мощность, м

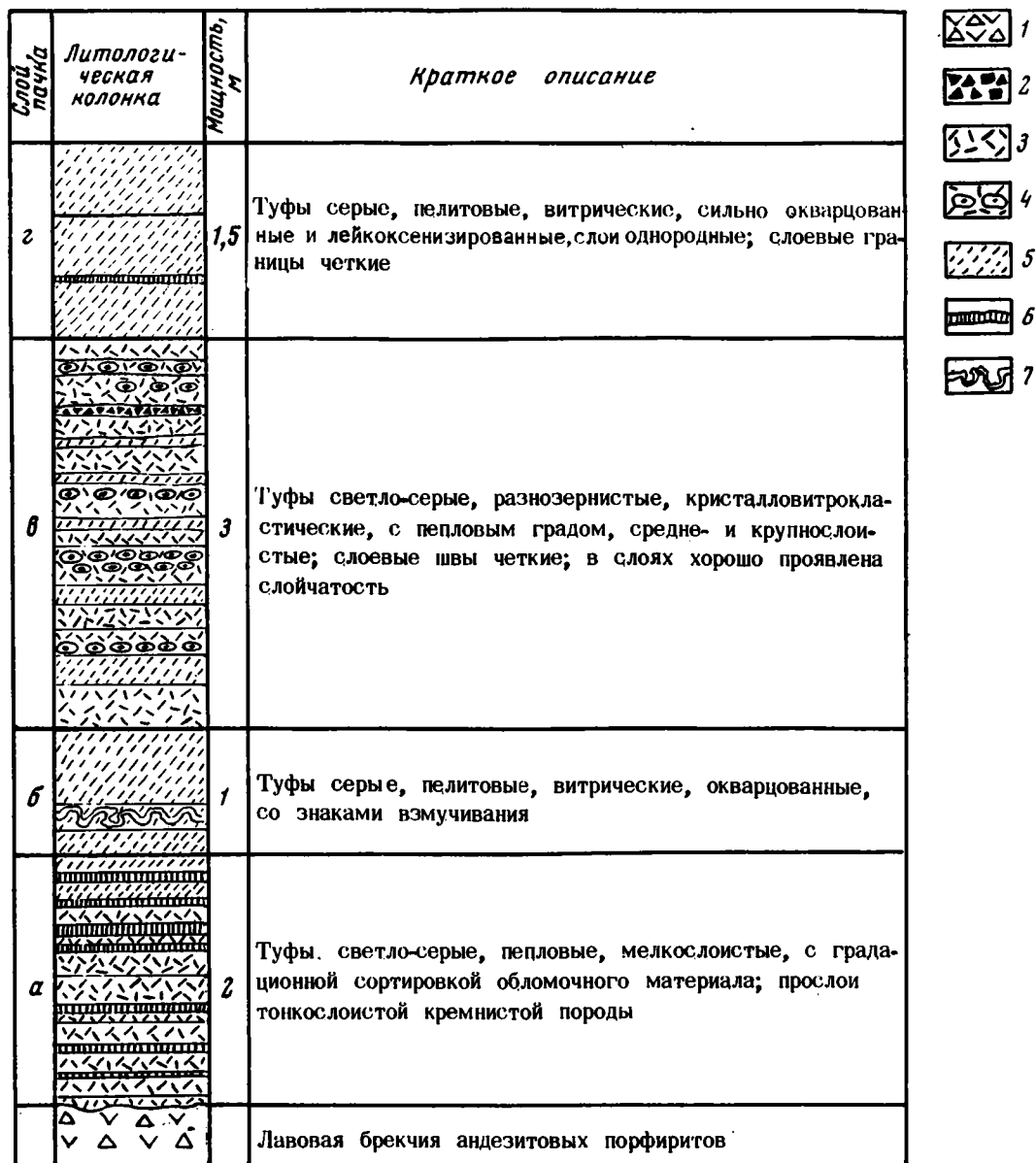
ми обломками, которые редко превышают 0,5 см. Конгломерато-брекчии залегают в обнажении в виде нескольких линз протяженностью до 200–300 м и мощностью до 15–20 м 35–40

3. Пачка серых, светло-серых туфов с пепловым градом и прослои кремнистых пород. В северо-западной части района пачка ложится на конгломерато-брекчии слоев 2 и 3, а в юго-западной части — на андезитовых порфирах 1-го слоя (см. фиг. 12). Строение пачки иллюстрируется следующим разрезом (фиг. 13):

- а) Чередование прослоев среднезернистых аповитрокластических и кристаллоповитрокластических туфов мощностью от 4–5 до 10–20 см, пелитовых витрических туфов и тонкослоистых кремнистых пород мощностью до 2–3 см 1,5–2
- б) Витрические пелитовые туфы, сильно окварцованные и лейкоксенизированные; мощность отдельных слоев 10–20 см; в некоторых из них отмечаются знаки взмучивания 1
- в) Туф разномзернистый, с пепловым градом, эллипсоидальной формы, от 0,3 до 1,2, редко до 3 см. В туфе четкая внутренняя мелкая слоистость (мощность слоев 1–10 см) 3–4
- г) Витрические пелитовые туфы, сильно окварцованные и лейкоксенизированные, массивные. Мощность отдельных слоев 30–70 см. Иногда между прослоями туфов отмечаются единичные прослои кремнистой породы мощностью 1 см 1,5

В целом для пачки туфов характерна горизонтальная слоистость с очень четкими, прямолинейными слоевыми границами, обусловленная пульсационной подачей пирокластического материала. В слоях хорошо проявлена слоистость, вызванная градиционной сортировкой фрагментов 10

4. Эффузивная толща сложена андезитовыми, базальтовыми, диабазовыми порфирами, диабазами и, в меньшей мере, туфами (см. фиг. 11). Базальтовые и диабазовые порфиры темно-серые, афанитовые и мелкокристаллические, с плохо различимыми вкраплениями плагиоклаза и темноцветного минерала, слагают покровы или довольно выдержан-



Фиг. 13. Разрез туфовой пачки базальто-андезито-дацитовй серии (горы Актас)
 1 -- лавовая брекчия андезитовых порфиритов; 2 -- агломератовые туфы; 3 -- туфы; 4 -- туфы с пепловым градом; 5 -- туфопелиты; 6 -- кремнистые породы; 7 -- знаки взмучивания

Мощность, м

ные широкие потоки мощностью от 3–5 до 10–15 м. Химические составы базальтовых порфиритов приведены в табл. 4 (анализы 7, 8). Верхние 1–2 м большинства покровов имеют мицдалекаменное строение. Андезитовые порфириты зеленоватые и лиловато-серые, с хорошо различными довольно обильными вкрапленниками плагиоклаза, размером до 2–2,5 мм, залегают в разрезе в виде линз и являются, вероятно, потоками мощностью от 2–3 до 25–40 м. Верхние 1–2 м некоторых из них представляют собой брекчии. Диабазы темнo-серые, плотные, мелкокристаллические, с хорошо выраженной офи-

товой структурой, образуют довольно многочисленные сидлы мощностью от 3—5 до 30—40 м. Между покровами порфиритов залегают маломощные (1—7 м) и невыдержанные пачки горизонтальнослоистых туфов основного или среднего состава. Слоистость тонкая, мелкая, реже средняя, с хорошо выраженными слоевыми элементами. В слоях отмечаются градиционная сортировка и слойчатость. Формирование туфов происходило скорее всего в субаквальных условиях, видимо, в небольших озерах.

В самой верхней части пачки между двумя покровами андезитовых порфиритов залегает линза мощностью до 20 м гидрослюдизированных пемзовых пород темно-серых, черных и красных, игнимбрито-подобных. Порода состоит из спекшихся фрагментов деформированной пемзы размером от 1 мм до 1—1,5 см. По простираанию и вверх по разрезу спекшаяся пемзовая порода сменяется сизовато-серым или темно-красным литокристаллоаповитрокластическим туфом, который состоит из фрагментов пемзы, кристаллокластов корродированного кварца и, вероятно, полевых шпатов (полностью гидрослюдизированных), а также из обломков микрокварцитов и риолитов. В туфе встречаются более крупные (по 5—10 см) фрагменты пемзы, как правило, сферической формы. Химические составы пемзовой породы и вмещающего туфа приведены в табл. 5 (анализы 30 и 31). Пемзовые породы сильно изменены: за исключением кварца, микрокварцитов и фельзитов, все фрагменты подвергались сильнейшей гидрослюдизации. Связующая масса импрегнирована железистой пылью

600

5. На андезитовых порфиритах, завершающих разрез эффузивной толщи, залегает пестрая по составу пачка обломочных пород (фиг. 14):

а) Агломератовые туфы пестроцветные, мелкообломочные, состоящие из фрагментов риолитовых и, в меньшей мере, андезитодацитовых вулканитов; породы массивные, мощностью до 5 м, чередуются с прослоями пестроцветных конгломерато-брекчий мощностью 0,5—2 м и туфов мощностью 0,1—2 м такого же смешанного состава; в пачке отмечаются единичные линзы андезитовых порфиритов мощностью до 10—12 м и прослой темно-лиловых туфов среднего состава

30

б) Агломератовые туфы мощностью 1—5 м темно-лиловые и лиловато-зеленые, мелкообломочные, представленные фрагментами вулканитов основного и среднего составов, переслаиваются с пачками мелко- и тонкослоистых темно-лиловых туфов среднего состава мощностью 1—1,5 м

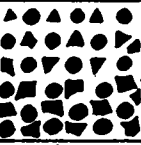
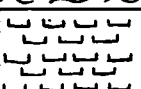
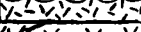
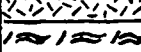
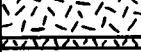
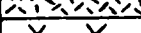
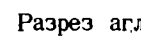
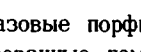
20—25

в) Туфы, иногда с пепловым градом (см. главу III, фиг. 47, 1), лиловато-серые и светло-серые, кислого состава, слойчатые, мощностью 1—1,5 м, сменяющиеся постепенно мелко- и среднеобломочными агломератовыми туфами того же состава, мощностью 0,5—2 м, чередуются с единичными прослоями темно-лилового туфа среднего состава, мощностью 0,1—1,5 м, и линзами андезитовых порфиритов мощностью 5—10 м

40—50

г) Туфы темно-серые и темно-лиловые среднего состава и конгломерато-брекчий темно-лиловые, состоящие из фрагментов вулканитов основного и среднего составов, чередуются с линзами андезитовых и базальтовых порфиритов. В пачке встречаются также единичные прослой и линзы спекшихся туфов мощностью 1—1,5 м

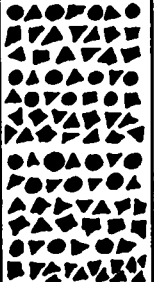
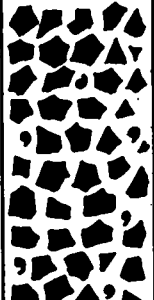
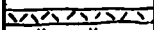
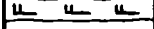
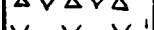
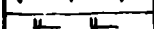
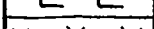
97

Слой, пачка	Литологи- ческая колонка	Мощность, м	Краткое описание
			Игнимбриты трахириолитовой серии
2		20	Конгломерато-брекчии темно-лиловые, разнообломочные, с прямой сортировкой, вверху флюидальные
		12	Туфы темно-серые, разномерные
		5	Конгломерато-брекчии темно-лиловые
		28	Андезитовые порфириты зеленовато-серые
		7	Спекшиеся трахириолитовые туфы, черные
		14	Диабазы темно-серые, мелкокристаллические (силл)
		11	Туфы пепловые, темно-серые и темно-лиловые
		8	Туфы серые, пепловые и агломератовые
8		5	Туфы светло-серые, с пепловым градом
		10	Андезитовые порфириты
		3	Туфы темно-лиловые, среднего состава
		8	Агломераты мелкообломочные, светло-серые
		7	Туфы серые, с пепловым градом
6		5	Туфы лиловые, гидрослюдизированные
		12	Туфы пепловые, темно-лиловые и зеленые, внизу агломератовые
		1	Туфы темно-лиловые, тонкослоистые
		5	Агломераты темно-лиловые
a		6	Агломераты пестрые
		12	Андезитовые порфириты
		2,5	Туфы темно-лиловые среднего состава
		6	Конгломерато-брекчии пестрые
		4	Туфы пестрые кислого состава
			Андезитовые порфириты



Фиг. 14. Разрез агломерато-туфовой пачки базальто-андезито-дацитово-й серии (горы Актас)

1 – диабазовые порфириты; 2 – андезитовые порфириты; 3 – спекшиеся туфы; 4 – гидро-слюдизированные пемзовые туфы; 5 – туфы; 6 – туфы с пепловым градом; 7 – агломе-ратовые туфы; 8 – конгломерато-брекчии

Слой, пачка	Литологи- ческая колонка	Мощность, м	Краткое описание
6		5	Андезитовые порфиристы
5	  	110	Дацитовые порфиристы лиловые, с обильными вкрапленниками плагиоклаза величиной до 3-4 мм; прослой темно-лиловых туфов
4	 	10	Гидрослюдизированный пемзовый туф красный
3		125	Агломератовые туфы пестроцветные, разнообломочные; прослой и линзы конгломерато-брекчий такого же состава
2		120	Глыбовые агломераты. Обломки эффузивов основного и среднего составов; встречаются бомбы лиловых дацитовых порфиритов
1	          	>150	Андезитовые и базальтовые порфиристы. Прослой и линзы туфов среднего состава, иногда с отдельными глыбами андезитовых порфиритов



Фиг. 15. Разрез базальто-андезито-дацитовый серии (горы Жылытау)

1 – базальтовые порфиристы; 2 – миндалекаменные базальтовые порфиристы; 3 – андезитовые порфиристы; 4 – лавовые брекчии андезитовых порфиритов; 5 – дацитовые порфиристы; 6 – бомбы дацитовых порфиритов; 7 – пемзовые гидрослюдизированные туфы; 8 – туфы; 9 – агломератовые туфы; 10 – глыбовые агломераты; 11 – конгломерато-брекчии

бо по размерности, либо по окатанности, благодаря чему в одних слоях, или скорее линзах, преобладают угловатые, в других же — окатанные обломки. Агломератовые туфы развиты локально, в пределах сравнительно небольшой площади. В отличие от них конгломерато-брекчии распространены значительно шире; они перекрывали обширную территорию на междуречье Нарына и Тебезги

125

4. Пачка гидрослюдизированных пемзовых пород, в которой переслаиваются красные разнозернистые литокристаллоаповитрокластические туфы, мощностью 1–20 см, содержащие отдельные пемзовые фрагменты размером 1–2 см (см. табл. 5, анализ 32), темно-красные пелитовые аповитрокластические (пемзовые) туфы мощностью 0,5–10 см (см. табл. 5, анализ 33) и разнообломочные игнимбритоподобные пемзовые туфы мощностью до 10 см (см. табл. 5, анализ 34). Пемзовые туфы сильно изменены: нетронутыми остаются только кристаллокласты, кварца; все остальное замещается гидрослюдой и гематитом. Для пород пачки характерна четкая горизонтальная мелкая и средняя слоистость

2,5–3

5. Толща лиловых и серых дацитовых порфиритов, массивных и местами слабофлюидальных, с обильными вкрапленниками плагиоклаза размером от 1 до 2–3 мм. Порфириты залегают в обнажениях в виде линз мощностью 10–20 м; верхние части некоторых из них имеют сферолитовое строение. Химический состав дацитовых порфиритов приведен в табл. 4 (анализы 9 и 10); обр. 9 взят из покрова лиловато-серого порфирита, залегающего внизу толщи, обр. 10 — из покрова темно-серого слабофлюидального порфирита, залегающего вверху толщи. Порфириты относятся к нормальному ряду, к классу пересыщенных кремнекислотой, к группам очень бедных и бедных щелочами, . . . 110–130
 6. Завершается серия локально развитыми зеленовато-серыми андезитовыми порфиритами с плохо различимыми вкрапленниками плагиоклаза. . . более 5
- Мощность всей андезито-базальтовой серии в горах Жылытау составляет 400–500 м.

Из приведенного разреза видно, что формирование третьей толщи в горах Жылытау связано с деятельностью вулкана, прошедшего эволюцию, при которой состав извергавшегося материала закономерно изменялся от базальтов и андезитов до дацитов. В процессе эволюции менялся и характер вулканической деятельности. Относительно спокойные излияния базальтовых и андезитовых лав в начале активности вулкана сменились мощными взрывными пароксизмами. Огромная масса обломочного материала не могла удерживаться на склонах; она спускалась вниз, образуя мощный шлейф конгломерато-брекчий. Завершилась деятельность вулкана излияниями дацитового расплава.

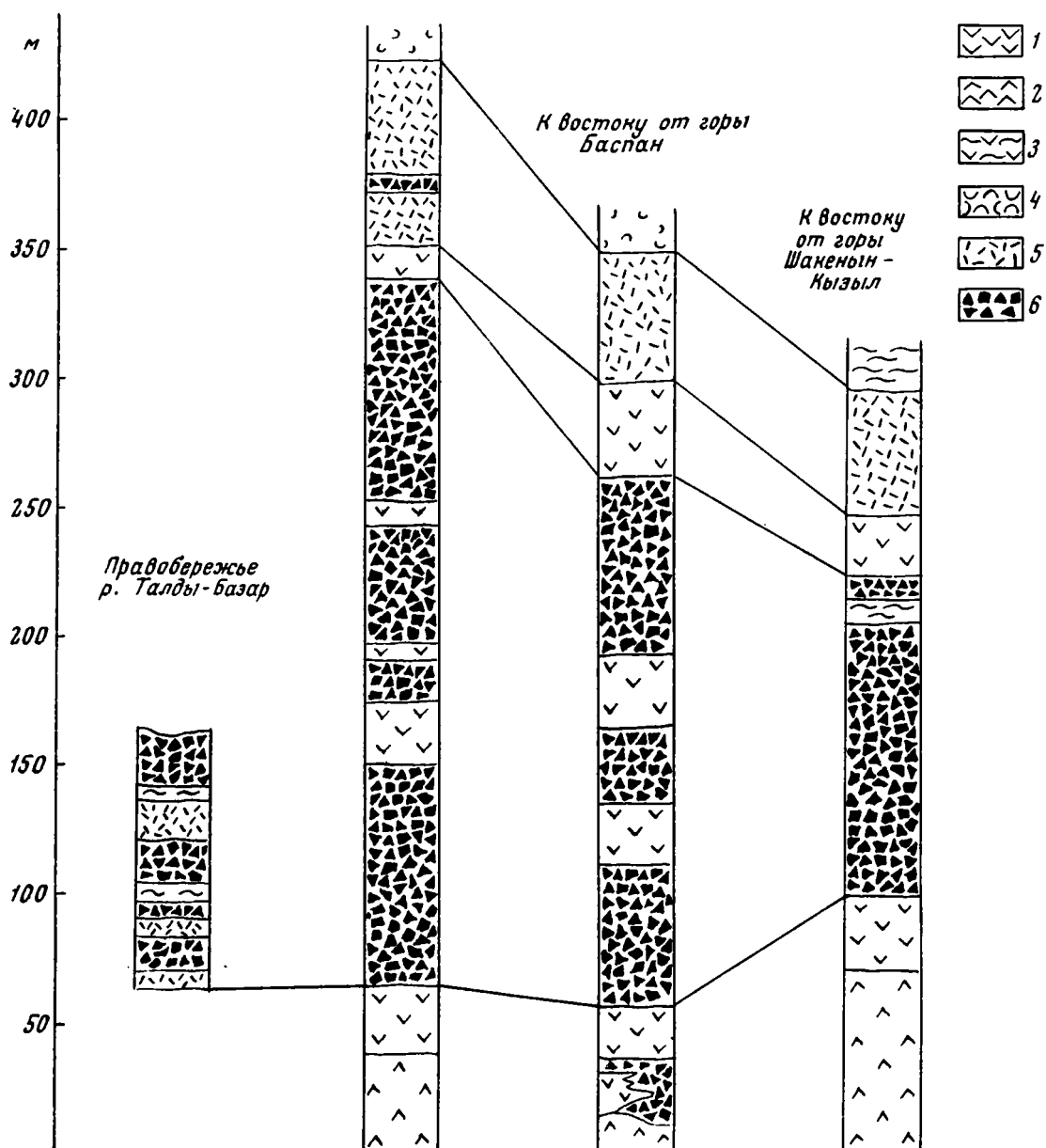
Тарбагатайский антиклинорий

В Тарбагатайском антиклинории базальто-андезито-дацитовая серия сложена в основном агломератовыми туфами, а также дацитовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами, и, в меньшей мере, вулканогенными породами. Серия развита повсеместно, хорошо прослеживается по всему правобережью р. Талды-Базар, не испытывая существенных изменений, хотя ее мощность и колеблется от 150 до 450–500 м (фиг. 16). На кислых туфах риолитовой серии залегают:

1. Эффузивная толща, сложенная андезитовыми и дацитовыми порфиритами. Андезитовые порфириты зеленые и серые, с афанитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза (андезин № 30–45). Основная масса обладает апоинтерсертальной, пилотакситовой, реже микролитовой структурами. Химический состав порфирита приведен в табл. 4 (анализ 11). По классификации А. Н. Заварицкого, анализи-

Мощность, м

К северу от горы
Абильдабиик



Фиг. 16. Схема сопоставления отложений базальто-андезито-дацитовый серии (правобережье р. Талды-Базар)

1 – андезитовые порфиры; 2 – дацитовые порфиры; 3 – игнимбриты андезито-дацитового состава; 4 – риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 5 – туфы; 6 – агломератовые туфы

руемая порода относится к классу слабо пересыщенных кремнекислотой и к группе бедных щелочами и по петрографическим и химическим данным является андезитовым порфиритом. Андезитовые порфириты залегают в виде потоков, верхняя часть которых иногда имеет миндалекаменное строение. Дацитовые порфириты серые, темно-серые и лиловые, с обильными вкрапленниками андезина (№ 30–35) величиной 1–3 мм. Основная масса, чаще всего апоинтерсертальная, содержит от 5 до 10% ксеноморфного кварца

100

2. Толща пестроцветных агломератовых туфов с подчиненными прослоями конгломерато-брекчий, игнимбритов, андезитовых порфиритов и туфов. Агломератовые туфы (и конгломерато-брекчии) пестроцветные, разнообломочные, состоят из угловатых и, реже, округленных обломков размером от 1–1,5 до 20 см. Обломки представлены андезитовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами серыми, лиловыми и зелеными. Связующая масса состоит из литокластического и кристаллолитокластического туфа. Слои агломератовых туфов мощностью 0,5–10 м перемежаются с серыми и темно-лиловыми туфами и игнимбритами андезито-дацитового состава, мощностью 0,1–2,5 м. Толща завершается покровом (или сидлом) зеленого андезитового афирита с пилотакситовой структурой, мощностью до 45 м 100–300
 3. Пачка светло-серых, зеленоватых и лиловых туфов литокластических, кристаллокластических и витрических. Для нее характерна мелкая, средняя и крупная горизонтальная слоистость с четкими слоевыми границами. В слоях отмечаются градационная сортировка обломочного материала и слойчатость. Туфы хорошо прослеживаются по всему району, не испытывая существенных изменений, и являются в связи с этим хорошим маркирующим горизонтом 30–80
- Общая мощность андезито-дацитовой серии 150–425 м.

Приведенный разрез характеризует строение конуса стратовулкана, о чем свидетельствует мощная толща глыбовых агломератов, являющихся прижерловыми отвалами. Вулкан назван нами Ргайлинским по местному названию гор, в которых были изучены его отложения.

Базальто-андезито-дацитовая серия на побережье р. Талды-Базар сформировалась в результате вулканической деятельности, начавшейся с излияния лав андезитового и дацитового составов, которое сменилось затем эксплозиями. Судя по широкому площадному развитию агломератовых туфов, состоящих из резургентного материала, можно предположить, что эксплозии были очень мощными, пароксизмальными, вероятнее всего, ультравулканского или катмайского типов. Завершился вулканизм, по-видимому, вулканическими эксплозиями, сопровождавшимися пеплопадами.

Литология и условия седиментации

В строении базальто-андезито-дацитовой серии принимают участие эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные породы.

Эффузивы развиты широко, но неравномерно. На их долю в различных районах приходится 20–70% от общего объема пород, слагающих серию. Они представлены андезитовыми, дацитовыми и базальтовыми порфиритами; афировые разности сравнительно редки. Порфириты обычно массивные; слабофлюидалные разности и лавовые брекчии встречаются лишь иногда, среди андезитовых и дацитовых порфиритов, миндалекаменные — чаще среди базальтовых порфиритов. Эффузивы залегают в виде потоков и в обнажениях имеют вид линз мощностью от 2–3 до 10–15, изредка до 25–30 м и протяженностью 0,5–1 км. В основании серии эффузивы образуют толщу мощностью 100–150 м, а в горах Актау —

до 500 м. Выше эффузивы залегают среди других вулканогенно-обломочных пород в виде единичных линз. По петрохимическим данным эффузивы относятся к нормальному извещково-щелочному ряду. В разрезах серии устанавливается отчетливая дифференциация состава эффузивов от базальтовых и андезито-базальтовых в основании до андезитовых и дацитовых в верхней части серии.

Пирокластические породы (агломератовые и пепловые туфы) составляют от 30 до 60, а местами до 70–80% от общего объема пород серии. Особенно широко развиты агломератовые туфы; среди них преобладают мелко- и среднеобломочные разности; глыбовые агломераты встречаются реже. Структура в агломератовых туфах хаотическая; прямая или обратная сортировка обломочного материала отмечается только в мощных слоях. Состав фрагментов разнообразен, но преобладают средние и основные вулканыты. Лишь в верхней части серии встречаются единичные линзы агломератовых и пепловых туфов кислого состава. В Карабугинском антиклинории агломератовые туфы либо залегают в виде отдельных линз или невыдержанных прослоев мощностью от долей метра до 8–10 м среди других пород серии, либо образуют локальные мощные накопления вблизи центров извержений. Так, в остатках конуса Ргайлинского вулкана (горы Жылытау, Карабугинский антиклинорий) залегает мощная, 120-метровая линза глыбовых агломератов, выше – 125-метровая линза разнообломочных агломератовых туфов и конгломерато-брекчий такого же состава. В Тарбагатайском антиклинории, по правобережью р. Талды-Базар, агломератовые туфы образуют толщу средне-крупнослоистых пород мощностью до 300 м. Агломератовая толща развита здесь широко и хорошо прослеживается на больших площадях (более 500 км²), не испытывая существенных изменений.

Пепловые туфы в разрезах серии играют большую роль. Они образуют многочисленные слои и пачки слоев мощностью от долей метра до нескольких десятков метров. Судя по составу кристаллокластов (андезин, лабрадор, олигоклаз) и литокластов (фрагменты разнообразных порфиринов), а также по характеру вторичных минералов (хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонат), в разрезах серии преобладают туфы основного или среднего состава. Среди туфов одинаково широко развиты витрические, лито- и кристаллокластические разности. Довольно часто в них можно встретить пепловый град. По структурно-текстурным признакам, детально рассмотренным в следующей главе, среди туфов выделяются как субаэральные, так и субаквальные разности; последние формировались, видимо, в небольших озерах.

Вулканогенно-осадочные породы представлены в основном тефроидными песчаниками, конгломератами и конгломерато-брекчиями. В большинстве случаев они образуют невыдержанные прослои и линзы, мощность которых редко превышает 0,5–1 м. Лишь иногда встречаются конгломерато-брекчии, слагающие довольно мощные линзы (10–20 м). Для большинства конгломерато-брекчий устанавливается пролювиально-лахаровое происхождение (см. главу III).

Исключительно вулканогенный состав материала, слагающего серию, позволяет сделать вывод о том, что его единственным источником был вулканизм центрального типа (судя по продуктам извержения). Фрагмент постройки стратовулкана обнаружен, однако, только в горах Жылытау (Ргайлинский вулкан).

Отличительной чертой стратификации является большая латеральная изменчивость отложений, что связано с локальностью их развития. Практически сохранились лишь фрагменты первоначальных накоплений. Особенно это относится к пирокластическим отложениям в Карабугинском антиклинории, на примере которого хорошо устанавливается связь рельефа с вулканизмом. Вначале, когда преобладали базальтовые и андезито-базальтовые излияния, сопровождавшиеся лишь сравнительно небольшими эксплозиями, рельеф формировался в основном потоками застывшей лавы. В понижениях между потоками располагались мелкие озера, в которых накапливались отложения пеплопадов; туда же сносились и переотложенная тефра. Судя по преобладанию туфов в озерных отложениях, можно предположить, что переработка тефры не была интенсивной; это позволяет сделать вывод о некоторой вялости денудационных процессов. Озера существовали недолго и в конце концов заливались лавой.

до 500 м. Выше эффузивы залегают среди других вулканогенно-обломочных пород в виде единичных линз. По петрохимическим данным эффузивы относятся к нормальному извещково-щелочному ряду. В разрезах серии устанавливается отчетливая дифференциация состава эффузивов от базальтовых и андезито-базальтовых в основании до андезитовых и дацитовых в верхней части серии.

Пирокластические породы (агломератовые и пепловые туфы) составляют от 30 до 60, а местами до 70–80% от общего объема пород серии. Особенно широко развиты агломератовые туфы; среди них преобладают мелко- и среднеобломочные разности; глыбовые агломераты встречаются реже. Структура в агломератовых туфах хаотическая; прямая или обратная сортировка обломочного материала отмечается только в мощных слоях. Состав фрагментов разнообразен, но преобладают средние и основные вулканыты. Лишь в верхней части серии встречаются единичные линзы агломератовых и пепловых туфов кислого состава. В Карабугинском антиклинории агломератовые туфы либо залегают в виде отдельных линз или невыдержанных прослоев мощностью от долей метра до 8–10 м среди других пород серии, либо образуют локальные мощные накопления вблизи центров извержений. Так, в остатках конуса Ргайлинского вулкана (горы Жылытау, Карабугинский антиклинорий) залегает мощная, 120-метровая линза глыбовых агломератов, выше – 125-метровая линза разнообломочных агломератовых туфов и конгломерато-брекчий такого же состава. В Тарбагатайском антиклинории, по правобережью р. Талды-Базар, агломератовые туфы образуют толщу средне-крупнослоистых пород мощностью до 300 м. Агломератовая толща развита здесь широко и хорошо прослеживается на больших площадях (более 500 км²), не испытывая существенных изменений.

Пепловые туфы в разрезах серии играют большую роль. Они образуют многочисленные слои и пачки слоев мощностью от долей метра до нескольких десятков метров. Судя по составу кристаллокластов (андезин, лабрадор, олигоклаз) и литокластов (фрагменты разнообразных порфиринов), а также по характеру вторичных минералов (хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонат), в разрезах серии преобладают туфы основного или среднего состава. Среди туфов одинаково широко развиты витрические, лито- и кристаллокластические разности. Довольно часто в них можно встретить пепловый град. По структурно-текстурным признакам, детально рассмотренным в следующей главе, среди туфов выделяются как субаэральные, так и субаквальные разности; последние формировались, видимо, в небольших озерах.

Вулканогенно-осадочные породы представлены в основном тефроидными песчаниками, конгломератами и конгломерато-брекчиями. В большинстве случаев они образуют невыдержанные прослои и линзы, мощность которых редко превышает 0,5–1 м. Лишь иногда встречаются конгломерато-брекчии, слагающие довольно мощные линзы (10–20 м). Для большинства конгломерато-брекчий устанавливается пролювиально-лахаровое происхождение (см. главу III).

Исключительно вулканогенный состав материала, слагающего серию, позволяет сделать вывод о том, что его единственным источником был вулканизм центрального типа (судя по продуктам извержения). Фрагмент постройки стратовулкана обнаружен, однако, только в горах Жылытау (Ргайлинский вулкан).

Отличительной чертой стратификации является большая латеральная изменчивость отложений, что связано с локальностью их развития. Практически сохранились лишь фрагменты первоначальных накоплений. Особенно это относится к пирокластическим отложениям в Карабугинском антиклинории, на примере которого хорошо устанавливается связь рельефа с вулканизмом. Вначале, когда преобладали базальтовые и андезито-базальтовые излияния, сопровождавшиеся лишь сравнительно небольшими эксплозиями, рельеф формировался в основном потоками застывшей лавы. В понижениях между потоками располагались мелкие озера, в которых накапливались отложения пеплопадов; туда же сносились и переотложенная тефра. Судя по преобладанию туфов в озерных отложениях, можно предположить, что переработка тефры не была интенсивной; это позволяет сделать вывод о некоторой вялости денудационных процессов. Озера существовали недолго и в конце концов заливались лавой.

Со второй половины этапа характер вулканизма сильно изменился, и преобладающими стали мощные эксплозии Ргайлинского вулкана, в результате которых на земную поверхность были выброшены огромные массы рыхлого пирокластического материала. К этому же времени относится и усиление денудационных процессов. Мощные накопления рыхлого пирокластического материала интенсивно размывались и переотлагались, о чем свидетельствует большое количество линз конгломерато-брекчий и конгломератов, находящихся в ассоциации с агломератовыми туфами. Особенно характерна в этом отношении ассоциация агломератовых туфов и конгломерато-брекчий, залегающих в горах Жылытау (Ргайлинский вулкан).

Трахирiolитовая серия

Четвертая, трахирiolитовая серия завершает разрез наземного комплекса. Она представлена вулканитами риолитового и трахирiolитового составов. Присутствие последних определило ее петрохимическую специфику. Серия сложена массивными и флюидальными фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами и ортофирами, тонкофлюидальными и шаровыми игниспумитами, гетеролитными и негетеролитными игнимбридами, агломератовыми и пепловыми туфами, часто с горизонтами пеплового града, тефроидными песчаниками, конгломератами и конгломерато-брекчиями. Вулканы основного и среднего составов встречаются редко. Серия характеризуется большой латеральной изменчивостью, яркой и пестрой окраской.

Граница трахирiolитовой серии с нижележащей дацит-андезит-базальтовой в большинстве районов нерезкая, и переходная толща представляет собой чередование отложений, характерных для обеих серий.

Карабугинский антиклинорий

Наиболее полное представление о строении трахирiolитовой серии дает полоса этих отложений, развитых в горах Актас, где было изучено шесть параллельных разрезов, расстояние между которыми не превышает 2–3 км (фиг. 17). Чтобы показать характер латеральной изменчивости отложений серии в этом районе, приводится описание единого для всего района сводного разреза и попутно отмечаются изменения в отложениях в направлении с северо-запада (от разреза А) на юго-восток (к разрезу Е).

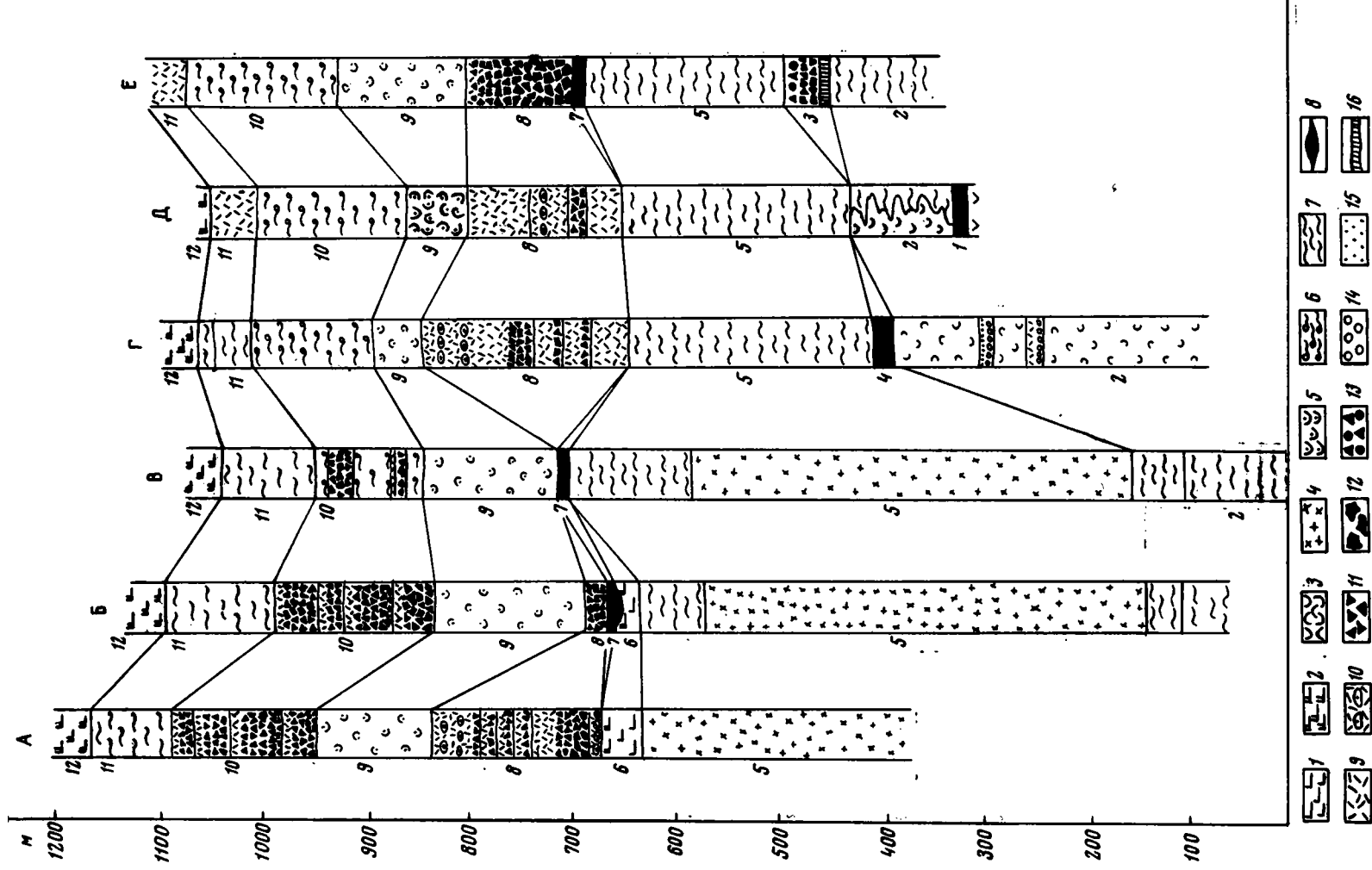
1. В основании трахирiolитовой серии на андезитовых порфиридах, а местами на конгломерато-брекчиях базальто-андезито-дацитово-й серии залегает невыдержанный слой красных витрических туфов, отмеченный только в разрезе Д. Туфы содержат сферические бомбы размером 15–20 см красных стекловатых дацитовых порфиритов и инъекции вышележащих игнимбридов; последние проникают в глубь туфового слоя на 1–2 м
2. Риолитовые фельзиты, фельзит-порфиры и игнимбриды развиты в разрезах Б, В, Г, Д, Е.

Мощность, м

5–6

В разрезе Г риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры серые и лиловато-серые, иногда с синеватым оттенком, стекловатые; в них различимы редкие и мелкие (до 1–1,5 мм) вкрапленники альбит-олигоклаза (№ 10–15), частично корродированного. Структура основной массы микрофельзитовая, реже микропикритовая и сферолитовая. Эффузивы образуют нагромождения, характерные для вязких риолитовых лав, где без видимой закономерности массивные разности сменяются слабофлюидальными или лавовыми брекчиями. Иногда среди эффузивов залегают невыдержанные прослои и линзы (мощностью до 3–5 м) туфов, песчаников и конгломератов, для которых характерна мелкая горизонтальная слоистость

200–300



В разрезе Д риолитовые порфиры темные, синевато-лиловые, с обильными вкрапленниками плагиоклаза размером до 2–3 мм; породы массивные, интрузивного облика. Они слагают здесь либо штокообразное тело, либо небольшой купол. На порфирах стратиграфически выше залегает пачка красных и лиловато-серых фьяммовых и обломочных сваренных туфов мощностью от 3–5 до 10 м и горизонтально-слоистых лепловых туфов мощностью до 5–10 м 100

В северо-западном и юго-восточном направлениях к разрезам Б, В и Е риолитовые порфиры сменяются гетеролитными игнимбритами темно-лиловыми и серыми, иногда с синеватым оттенком. В них выделяются лавоподобные игнимбриты, сваренные и спекшиеся туфы. Химический состав игнимбритов (см. табл. 4, анализ 12) позволяет отнести их к нормальному ряду, к классу пород, пересыщенных кремнекислотой. По химическим и петрографическим данным они близки к риолитам. Обращает на себя внимание резкое преобладание натрия над калием, в связи с чем эта порода может быть отнесена также к кварцевым кератофирам 50–300

3. Пачка кремнистых пород, туфов и конгломерато-брекчий слагает линзу, обнажающуюся только в разрезе Е. В основании пачки залегают темные, лиловато-серые кремнистые породы с тонкой горизонтальной слоистостью, которая особенно хорошо видна на выветрелой поверхности; на них ложатся конгломерато-брекчии с угловатыми и слабо окатанными обломками риолитовых порфиров и фельзитов размером от 1 до 10–15 см. Связующая масса псаммитовая, довольно обильная. Конгломерато-брекчии образуют слои мощностью от 0,5 до 1,2 м, между которыми залегают прослои от 3–5 до 20 см лиловато-серых туфов и тонко-среднезернистых тефрогенных песчаников. Для пачки в целом характерна горизонтальная слоистость с очень прямыми и четкими границами между слоями. В псаммитовых прослоях наблюдается тонкая и мелкая слойчатость, обусловленная прямой градиационной сортировкой обломочного материала 20–40

4. Пачка гидрослюдизированных пемзовых пород развита только в разрезе Г. Пемзовые породы ложатся на очень неровную поверхность риолитового фельзит-порфира 2-й пачки, заполняя в нем довольно глубокие (до 1–2 м) карманы и трещины. В основании пачки (2,5–3 м) залегает сизовато-серый пемзовый туф, который вверх по разрезу сменяется красным сваренным туфом с мелкими (до 1 мм) стяжениями, обогащенными железом и, видимо, глиноземом (см. табл. 5, анализ 35). Завершается пачка пемзовой флюидальной породой с пятнистой "облачной" красно-черной окраской (5–8 м). Все породы пачки гидрослюдизированы 10–12

Фиг. 17. Схема сопоставления отложений трахириолитовой серии (горы Актас)

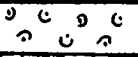
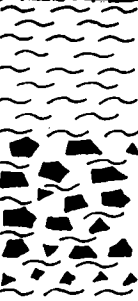
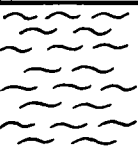
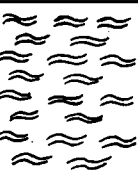
1 – базальтовые порфириты; 2 – миндалекаменные базальтовые порфириты; 3 – риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; 4 – кварцевые порфиры; 5 – ортофиры; 6 – игниспумиты; 7 – игнимбриты; 8 – пемзовые гидрослюдизированные породы; 9 – туфы; 10 – туфы с лепловым градом; 11 – агломератовые туфы; 12 – глыбовые агломераты; 13 – конгломерато-брекчии; 14 – конгломераты; 15 – песчаники; 16 – кремнистые породы

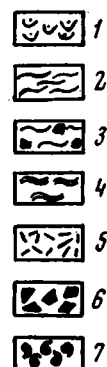
А–Е – разрезы

5. Пачка кварцевых порфиров, их лавовых брекчий и игнимбритов хорошо прослеживается по всему району. Кварцевые порфиры черные или коричневатые-черные, стекловатые, с обильными вкрапленниками корродированного кварца размером до 1–3 мм. Массивные разности кварцевых порфиров участками сменяются их лавовыми брекчиями, в которых размер обломков варьирует от 3 до 10, иногда до 20 см. На свежем сколе обломки почти не отличаются от основной лавовой массы, но на выветрелой поверхности видны отлично; у них наблюдаются заливчатые контуры с каймой оплавления по краю (см. фиг. 29). Химический состав кварцевых порфиров приведен в табл. 4 (анализ 13). Они принадлежат к нормальному ряду, к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, и к группе богатых щелочами. По химическим и петрографическим данным кварцевые порфиры являются эффузивными аналогами щелочных гранитов. В анализе обращает на себя внимание резкое преобладание калия над натрием. Кварцевые порфиры и их лавовые брекчии локализируются на двух участках, где они образуют сильные раздувы в мощности, довольно быстро выклиниваясь по простиранию. На северо-западе (разрезы А, Б и В) порфиры образуют удлиненное тело, вытянутое в северо-западном направлении на 3 км при максимальной ширине 1 км. Второе тело кварцевых порфиров (между разрезами Г и Д) значительно меньше по площади (1,7×0,4 км). Оба они представляют собой экструзивные купола, латерально переходящие в игнимбриты (разрезы Г, Д, Е). Последние отличаются большим разнообразием. Наиболее распространены среди них негетеролитные, в различной степени сваренные и спекшиеся брекчии и туфы. Внешне они представляют собой стекловатые породы коричневатого-черного и, реже, темно-серого цвета с обломками и фьямме. По минеральным особенностям игнимбриты очень близки к кварцевым порфирам экструзивных куполов. Игнимбриты образуют невыдержанные выклинивающиеся покровы мощностью от 1,5–2 до 5–7 м, которые чередуются с подчиненными прослоями агломератовых и пепловых туфов, сложенных кластическим материалом такого же состава. Строение игнимбритовых пачек иллюстрировано двумя разрезами (фиг. 18, 19) 150–700
6. Базальтовые порфириты темно-серые, участками обильно миндалекаменные, отмечены в разрезах А и Б. Они слагают покров (или поток) с очень неровной верхней поверхностью 0–50
7. Гидрослюдизированные пемзовые породы развиты в разрезах Б, В и Е.

В разрезе Б пемзовая порода залегает на неровной поверхности базальтового миндалекаменного порфирита, отмеченного выше, заполняя в нем карман глубиной до 15 м и шириной 75–80 м. Пемзовая порода сизовато-черная, иногда с красноватым оттенком, игнимбрито-подобная, участками кластическая. Она состоит из угловатых и фьяммеобразных, в различной степени спекшихся пемзовых фрагментов размером от 0,2–0,5 мм до 1–1,5 см. Пемзовая порода сильно изменена: практически она полностью замещена гидрослюдой. Химический состав породы приведен в табл. 5 (анализ 36) 15

В разрезе В пемзовая порода имеет несколько иной облик. Это темно-красная флюидальная порода, состоящая из сильно спекшихся и деформированных пемзовых фрагментов. В ней встречаются единичные эллипсоидальные конкреции до 20 см по длинной оси. В табл. 5

Слой пачки	Литологическая колонка	Мощность, м	Краткое описание
7		10	Ортофиры
6		3	Сваренный туф черный, с фьямме размером до 2–3 см и обломками черных кварцевых порфиров величиной до 10–15 см. Обломки приурочены к нижней части покрова, для них характерна обратная градационная сортировка
5		2,2	Сваренный туф черный, сверху пористый, ниже флюидальный с фьямме. В основании мелкие обломки черных кварцевых порфиров с прямой сортировкой
4		2	Туф лапиллиевый и бомбовый; лапилли и бомбы состоят из черного кварцевого порфира
3		1,5	Сваренный туф коричневатый-черный, с фьямме величиной до 2–3 см, флюидальный
2		2,6	Чередование прослоев (5–20 см) пепловых туфов и агломератов; верхняя поверхность последних очень неровная
1		>5	Спекшаяся пемзовая порода красная и сизовато-серая, гидрослюдизированная



Фиг. 18. Разрез игнимбритовой пачки (трахириолитовая серия, горы Актас)
 1 – ортофиры; 2 – игнимбриты; 3 – игнимбриты с обломками фельзитов и порфиров;
 4 – пемзовые гидрослюдизированные породы; 5 – туфы; 6 – агломератовые туфы;
 7 – бомбы и лапилли

Слой, пачка	Литологи- ческая колонка	Мощность, м	Краткое описание
15		6	Конгломерато-брекчии темно-лиловые с обломками темных риолитов
14		15	Сваренные туфы черные и коричневатые-черные, флюидалные, с сильно растянутыми фьямме
13		3	Кварцевые порфиры черные, внизу с обломками нижележащих пород
12		2	Туфы пепловые, кислого состава
11		5	Афириты зеленовато-серые (силл?)
10		2	Туфы пемзовые, гидрослюдизированные
9		3	Сваренные туфы черные, флюидалные, с обломками величиной до 30 см
8		0,8	Туфы пепловые, кислого состава
7		9	Сваренные туфы с остроугольными обломками (1-2 мм) фельзита и редкими фьямме
6		1,5	Чередование пепловых туфов, агломератов и кремнистых пород
5		1,2	Туфы пемзовые, гидрослюдизированные
4		4	Конгломерато-брекчии; внизу глыбы черного кварцевого порфира
3		6	Сваренные туфы черные, с фьямме размером до 2,5 см
2		2	Андезитовые порфиры
1		5	Сваренные туфы коричневатые-лиловые, сверху с пустотками



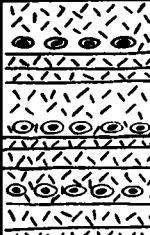
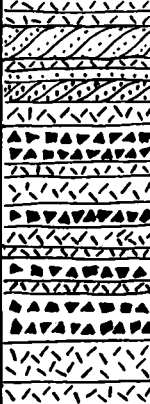
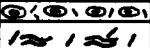
Фиг. 19. Разрез пачки игнимбритов и туфов (трахириолитовая серия, горы Актас)
 1 – андезитовые афириты; 2 – миндалекаменные андезитовые порфиры; 3 – кварцевые порфиры; 4 – игнимбриты; 5 – пемзовые гидрослюдизированные туфы; 6 – туфы; 7 – туфы с псефитовыми обломками; 8 – агломератовые туфы; 9 – конгломерато-брекчии; 10 – кремнистые породы

приведен химический состав конкреции (анализ 39) и вмещающей породы (анализы 37, 38). Выше по разрезу пемзовая порода сменяется горизонтальнослоистым красным пемзовым туфом. Туф кристаллоаповитрокластический, состоит из мелких (до 0,5 мм) фрагментов пемзы, кристаллокластов кварца, иногда корродированного, и, видимо, полевого шпата, полностью замещенного гидрослюдай. Туф, как и залегающая ниже пемзовая спекшаяся порода, тоже сильно изменен и, за исключением кварца, полностью гидрослюдайзирован более 5

8. Пачка агломератовых и пепловых туфов очень изменчивая по составу и мощности; в центральной части района в разрезе В она выклинивается (размыта). В разрезах А и Г наблюдается переслаивание пепловых и агломератовых туфов (фиг. 20). Последние тяготеют к нижней части пачки, где их слои мощностью от 4–5 до 20 м чередуются с менее мощными пачками слоистых пепловых туфов. Петрографически агломератовые туфы идентичны таким же породам разреза Е, подробно описанным ниже, от которых они отличаются лишь несколько меньшим размером обломков, варьирующих от 1 до 10 см.

Пепловые туфы – от пелитовых до грубозернистых, литоаповитрокластические и кристаллоаповитрокластические. Кристаллокласты представлены альбит-олигоклазом, нерешетчатым калишпатом, кварцем и, реже, альбитом; сравнительно редкие литокласты состоят из фельзитов и фельзит-порфиров. Пелитовые туфы немного окремнены и превращены в кремнисто-пепловые породы. Они тяготеют к верхней части разреза, и в них обычно присутствует пепловый град размером 1–1,2 см, который образует четкие горизонты толщиной 1–10 см. Для пачек туфов характерна горизонтальная слоистость – средняя, мелкая и тонкая; границы между слоями четкие и очень ровные. В слоях отмечается слойчатость с прямой градиционной сортировкой обломочного материала. Иногда среди туфов встречаются косослоистые однонаправленные серии мощностью от 1 до 3–5 см, сложенные тем же пепловым материалом, но со следами слабой окатанности (тефрогенные песчаники). По-видимому, туфы формировались из продуктов пеплопадов в субаквальных условиях спокойного водного бассейна (видимо, озера), в котором лишь изредка возникали небольшие течения.

В разрезе Е на том же стратиграфическом уровне залегает массивный агломератовый туф, пестроцветный, разнообломочный (фиг. 21). Обломки величиной от 0,5–3 до 10–30 см, угловатые и в различной степени оплавленные, о чем свидетельствует иногда наблюдаемая у них зона закалки. Среди обломков различаются массивные и тонкофлюидальные риолитовые порфиры и фельзиты, игнимбриты, перлиты, микрокварциты; в меньшем количестве встречаются обломки эффузивов и туфов среднего состава и другие породы. Связующая масса серая, туфовая, внизу литокластическая, сверху литокристаллокластическая. В первом случае она состоит из мелких обломков отмеченных выше пород, в которых иногда наблюдается закалка, выражающаяся в более тонкой раскристаллизации внешнего края фрагмента. Кристаллокласты, очень редкие внизу, становятся преобладающими в связующей массе верхних частей разреза. Они представлены табличками нерешетчатого калиевого полевого шпата, альбит-олигоклаза (№ 10–15) и обломками корродированного кварца, иногда оплавленными. Для агломератовых туфов характерна массивная текстура и прямая сортировка обломочного материала. В обнажении они залегают в виде линзы мощностью до 100 м, быстро выклинивающейся по про-

Слой, пачка	Литологи- ческая колонна	Мощность, м	Краткое описание
6		>10	Туфы светло-серые, почти белые, зеленоватые, пепловые и кремнистые пелитовые с горизонтами пеплового града; четкая горизонтальная слоистость тонкая, мелкая
5		20	Туфы пепловые, серые; агломераты мелкообломочные, пестрые; тефрогенные песчаники; слоистость четкая, горизонтальная, тонкая, мелкая, средняя; иногда (в верхней части) косослоистые однонаправленные серии толщиной 2–5 см
4		25	Туфы серые, кристаллолитокластические, с отдельными обломками кислых эффузивов. Агломератовые туфы пестрые, внизу крупнообломочные, вверху мелкообломочные. Обломки кислых эффузивов угловатые, реже оплавленные. Связующая масса – туф серый, внизу литокластический, вверху кристаллолитокластический
3		1	Туфы белые, кремнистые, с пепловым градом
2		5	Туфы темно-красные, витрические, видимо, пемзовые
1		>7	Андезитовые порфиры зеленые, комковатые, эпидотизированные



Фиг. 20. Разрез пачки агломератовых и пепловых туфов (трахириолитовая серия, горы Актас)

1 – андезитовые порфиры; 2 – пемзовые гидрослюдизированные туфы; 3 – туфы; 4 – туфы с пепловым градом; 5 – агломератовые туфы; 6 – косослоистые серии тефрогенных песчаников



Фиг. 21. Характер выходов агломератовых туфов. Видимая мощность отложений 60–70 м (трахириолитовая серия, горы Актас)

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| стиранию; при этом краевые части линзы сложены более мелкообломочными разностями, переходящими в крупнозернистые туфы. По-видимому, агломератовые туфы образовались в результате одного, вероятно, гигантского направленного взрыва. При этом наиболее крупный обломочный материал отложился полосой по направлению взрыва . . | 80–100 |
| 9. Ортофиры хорошо прослеживаются по всему району. Внизу залегают ярко-лиловые ортофиры, массивные, интрузивного облика, с обильными и довольно крупными (2–5 мм) вкрапленниками розового широко-таблитчатого, слегка мутноватого нерешетчатого калиевого шпата. Основная масса – микрофельзитовая и микропойкилитовая. По химическим данным (см. табл. 4, анализы 14, 15) ортофиры принадлежат к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, к группе богатых щелочами и являются эффузивным аналогом щелочных гранитов. Ортофиры слагают отдельные покровы, силлы, дайки и купола. Некоторые из этих рвущих тел являются подводными каналами, так как иногда удается наблюдать их переход в покровные образования, сложенные фельзит-порфирами. Среди последних наиболее характерны лиловые, розовые и синевато-черные стекловатые разности с микро-сферолитовой структурой основной массы и с мелкими и нечеткими вкрапленниками розового нерешетчатого калиевого полевого шпата. Количество вкрапленников в них по сравнению с ортофирами резко сокращается; кроме того, они становятся мелкими и корродированными | 100–250 |
| 10. Пачка пестроцветных игниспумитов, игнимбритов, агломератовых и пепловых туфов. | |

В разрезах А, Б пачка сложена массивными и грубослоистыми агломератовыми туфами. Обломки размером 0,5–10 см, угловатые, часто с "рваными" краями, несколько реже округленные (оплавленные), состоят из разнообразных вулканических кислых пород; среди них выделяются свежестью и более крупными размерами ярко-лило-

вые ортофиры, аналогичные описанным в предыдущем слое. Связующая масса в агломератовом туфе состоит из кристаллолитокластических туфов; обычно она скудная и только в верхних частях слоев (10–50 см) становится более обильной и затем преобладающей, так что агломератовые туфы постепенно сменяются пепловыми, содержащими лишь единичные мелкие (до 1–2 см) обломки. Агломераты образуют слои мощностью 1–20 м, между которыми залегают туфы того же состава; мощность последних в несколько десятков сантиметров.

В разрезе В среди отмеченных выше агломератовых и пепловых туфов залегают прослои спекшихся и сваренных туфов. Для пачки в целом характерна горизонтальная слоистость, обусловленная сменой слоев различного состава; внутри некоторых слоев туфов отмечается слойчатость, образованная в результате хорошо проявленной градиционной сортировки обломочного материала.

В разрезах Г, Д, Е пачка представлена тонкофлюидальными, литофизными и сферолитовыми игниспумитами. Сферолиты и литофизы часто образуют очень красивые узоры. Окраска игниспумитов яркая и разнообразная – серая, почти черная, розовая, ярко-лиловая, зеленая, белая

100–200

11. Стекловатые лавоподобные игнимбриты и сильно сваренные туфы синевато-серые и светло-серые. На отдельных участках в них развиты литофизы размером от 1 до 4 см. Для игнимбритов характерна четкая горизонтальная флюидальность.

50–100

12. Базальтовые миндалекаменные порфиры

20–25

Мощность всей трахириолитовой серии в горах Актас 800–1000 м.

Тарбагатайский антиклинорий

В Тарбагатайском антиклинории трахириолитовая серия отличается большой фациальной изменчивостью. По правобережью р. Талды-Базар обнажаются руины вулканической постройки крупного риолитового стратовулкана (Баспанского вулкана), сложенного очень разнообразными прижерловыми фациями, образующими нагромождения большой мощности (до 1000 м). На остальной же территории серия представлена в основном пепловыми кислыми туфами, игнимбритами и песчаниками. Мощность серии здесь сокращается до 200–400 м.

Баспанский вулкан. Руины вулкана занимают довольно обширную площадь (более 150 км²) по правобережью р. Талды-Базар, между горой Абылдабиик на юго-западе и горой Баспан на северо-востоке. Вулкан вытянут в меридиональном направлении, параллельно экструзивным куполам Шакенын-Кызыл и Сабырбай-Кызыл. В центральной части вулканической постройки располагается грабенообразная депрессия, контролируемая субмеридиональными разломами. Депрессия выполнена терригенными отложениями живет-франского возраста, в основании которых залегает горизонт сильно ожеженных пород с гематитовыми конкрециями (содержание окиси железа в них достигает 75%). О строении самого вулкана можно судить по тем образованиям, которые слагают обрамление отмеченной депрессии. Наиболее полно они представлены по ее восточному борту в районе горы Баспан (фиг. 22).

Вулканическая постройка размыта относительно мало: лишь в нескольких местах вскрываются породы, выполняющие жерловины, причем здесь иногда удается видеть их взаимоотношения с перекрывающими покровными образованиями. Так, в 0,7 км к югу от горы Баспан в северном борту глубокого сая можно наблюдать следующую картину. Восточная часть субширотного сая сложена грубообломочной хаотической брекчией, состоящей из обломков риолитовых фельзит-порфиров. В западном направлении на расстоянии 10–



Фиг. 22. Покровы спекшихся агломератовых туфов в жерловине Баспанского вулкана (трахириолитовая серия, правобережье р. Талды-Базар, гора Баспан)

20 м брекчия сменяется эффузивной обломочной породой по крутому, почти вертикальному контакту. Эффузивная порода состоит из оплавленных обломков фельзитов величиной от 2–3 до 10–15 см, удлиненной эллипсоидальной формы; обломки заключены в довольно обильную фельзитовую массу и четко ориентированы по ее флюидалности. Это дает возможность установить, что течение лавы происходило почти вертикально, с небольшим наклоном на северо-восток. Вертикальность течения хорошо подчеркивается и трещинами отдельности, ориентированными в том же направлении. По четкой горизонтальной границе эффузивная порода и грубообломочная брекчия перекрыты двумя покровами (мощностью 40 и 15 м) спекшихся мелкообломочных туфов, состоящих из угловатых спекшихся обломков фельзитов размером от 1–2 до 10–15 см. Покровы отчетливо прогибаются как раз над тем местом, где выходит эффузивная риолитовая порода с вертикальной флюидалностью. По-видимому, эффузивная обломочная порода с вертикальной флюидалностью выполяет жерло.

Вторая жерловина изучена в 5 км к югу от горы Баспан. Здесь, на площади в 200×400 м, обнажаются игниспумиты с крутым, почти вертикальным (ЮВ 75–80°) падением флюидалности. За пределами отмеченного участка флюидалность в игниспумитах выполаживается, веерообразно расходясь от жерловины. Характерно, что игниспумиты и в самой жерловине, и за ее пределами, где они залегают уже в виде потоков, петрографически идентичны.

Прижерловые фации вулкана очень разнообразны. Широким развитием пользуются массивные риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры плотные и миндалекаменные; миндалины в них обычно мелкие (до 1–2 мм) и выполнены гидроокисными соединениями железа. Фельзиты слагают штоки и дайки, мощность которых достигает 200–300 м. В современном рельефе такие мощные дайки обычно выражены в виде высоких "заборов". Некоторые из этих рвущих тел являются безусловно экструзивными образованиями. Вблизи них часто локализуются грубообломочные хаотические брекчии, состоящие из однообразных обломков миндалекаменных и, реже, плотных фельзитов, таких же, какие слагают отмеченные штоки и дайки.

Тонкофлюидалные и шаровые игниспумиты развиты особенно широко. Они слагают потоки, мощности которых варьируют от долей метра до десятков метров. Менее широко развиты игнимбриты, представленные в основном спекшимися брекчиями и туфами; лаваподобные игнимбриты и сильно сваренные туфы встречаются редко.

Между потоками игниспумитов и спекшимися туфами в виде линз и "обрывков" слюев залегают глыбовые брекчии и агломераты, бомбовые, лапидлиевые, пепловые туфы и др.

Породы, слагающие вулканическую постройку, очень сильно изменены: окварцованы, серицитизированы и цеолитизированы. Степень окремнения пород вулканической постройки довольно высокая, вплоть до превращения их в монокварциты. Однако чаще отмечается частичное окремнение пород с возникновением в них лишь микроскопических участков монокварцитов и заполнением кварцем трещин. Окварцевание пород сопровождается их серицитизацией. В цеолитизированных породах развит натролит. Вторичные минералы — как хлорит, эпидот и карбонат — распространены относительно мало и приурочены главным образом к туфам.

Суммарная мощность отложений Баспанского вулкана достигает 800—1000 м. За пределами вулканической постройки мощность серии резко сокращается (до 400 и 200 м); здесь серия представлена в основном слоистой толщей кислых туфов, игнимбритов и тефроидных песчаников. Среди последних ведущая роль принадлежит разностям, образованным при переотложении пеплового материала.

Литология и условия седиментации

Трахирюлитовая серия завершает разрез наземных вулкаников. В ее составе принимают участие породы риолитового, трахирюлитового, фонолитового, а также базальтового составов.

В грубых чертах строение серии в Карабугинском антиклинории можно представить как чередование эффузивных и игнимбритовых горизонтов с пачками агломератовых, пепловых туфов и вулканогенно-осадочных пород. При этом эффузивы и игнимбриты составляют основную часть толщи.

Нижний эффузивно-игнимбритовый горизонт (см. фиг. 17, пачка 2) сложен риолитовыми фельзитами и фельзит-порфирами. Они отличаются слабым развитием фенокристов, представленных мелкими и довольно редкими кристаллами альбит-олигоклаза. В этом отношении рассматриваемые породы очень близки к вулканическим породам риолитовой серии. Залегают фельзиты и фельзит-порфиры в виде потоков массивных и слабофлюидальных риолитов, образующих в горах Актас локальные нагромождения большой мощности. В юго-восточном направлении эффузивы сменяются гетеролитными игнимбритами, которые прослеживаются также и в горах Жылытау.

Следующий эффузивно-игнимбритовый горизонт (пачка 5) представлен черными кварцевыми порфирами, слагающими экстрезивные купола, и негетеролитными игнимбритами. Для пород этого горизонта, особенно для эффузивов, характерно большое количество фенокристов, представленных довольно крупными (до 2,5 мм) кристаллами кварца, часто корродированного, а также более мелкими кристалликами альбита и нерешетчатого калиевого полевого шпата.

Третий горизонт состоит из ортофигов и фельзит-порфиров (пачка 9). Характерной чертой ортофигов является их хорошая раскристаллизация и развитие в них большого количества фенокристов (до 30—40% площади шлифа). Среди фенокристов преобладают нерешетчатый калиевый полевой шпат размером до 3—4 мм, затем более мелкие вкрапленники альбита и кварца. Для основной массы характерна сферолитовая структура (см. фиг. 27). Ортофиры и фельзит-порфиры образуют потоки и мелкие субвулканические тела.

Четвертый горизонт (пачки 10—11) сложен трахирюлитовыми игнимбритами, игниспумитами и отложениями раскаленных лавин, находящимися друг с другом в очень сложных пространственных взаимоотношениях.

Пятый горизонт представлен базальтовыми миндалекаменными порфиритами, которыми и завершается трахирюлитовая серия. Мощность порфиритов не превышает 20—25 м.

Эксплозивные породы представлены агломератовыми и пепловыми туфами. Агломератовые туфы нестроцветные, разнообломочные, состоят из угловатых и, несколько реже, оплавленных обломков размером от 1—1,5 до 20—25 см. Состав обломочного материала очень разнообразный: это девитрифицированные и в различной степени измененные риолитовые и трахирюлитовые вулканические породы, развитые в более низких горизонтах.

Среди обломков, представленных тонкофлюидальными риолитами, перлитами и игнимбри-тами, выделяются свежестью и более крупными размерами фрагменты ортофиров. Ту-фовый матрикс состоит из мелких литокластов того же состава и обломков нерешетча-того калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца, иногда корродированного. Форма обломков угловатая и оплавленная; в последнем случае обычно бывает хорошо видна кай-ма оплавления.

В разрезе агломератовые туфы образуют невыдержанные прослои и линзы, мощность которых варьирует от нескольких метров до 60–80 м (максимальная мощность около 100 м была отмечена в линзе агломератовых туфов, образованной направленным взрывом). Для агломератовых туфов характерна средняя и крупная слоистость. Текстура в слоях либо массивная, с хаотическим расположением обломков, либо слоистая с прямой сорти-ровкой обломочного материала. В последнем случае состав туфового матрикса меняется с увеличением роли кристаллокластического компонента вверх по разрезу. Многие слои агломератовых туфов заканчиваются пепловым туфом (10–50 см), что служит характер-ным признаком для продуктов вулканических взрывов.

Пепловые туфы тесно связаны с агломератовыми. В разрезе они либо чередуются с последними, либо образуют довольно мощные (до 40–50 м), но невыдержанные пачки. Туфы литокластические, литокристаллокластические и аповитрические кислого состава; в них часто встречается пепловый град. По составу обломочный литический материал схо-ден с тем, который слагает агломератовые туфы. Туфы обладают горизонтальной слои-стостью тонкой, мелкой и средней; мощность слоев варьирует от долей сантиметра до 3–4 м; в слоях иногда хорошо проявлена четкая слойчатость; встречаются серии с мел-кой кривой слоистостью и следы размывов. Формирование туфов происходило, видимо, из пеплопадов, сопровождавших вулканические взрывы.

Вулканогенно-осадочные породы представлены вулканическими песчаниками, конгломе-ратами и конгломерато-брекчиями, среди которых выделяются как тефроидные, так и вулканогенно-терригенные разновидности. Породы состоят в основном из фрагментов кислых вулка-нитов, в различной степени окатанных. В разрезе вулканогенно-осадочные породы зале-гают в виде невыдержанных прослоев.

В Тарбагатайском антиклинории по правобережью р. Талды-Базар отложения серии связаны с деятельностью крупного риолитового вулкана (Баспанского). Состав вулкани-ческого материала по сравнению с предыдущим этапом кислого вулканизма изменился в сторону увеличения щелочности и преобладания калия над натрием (см. табл. 4). Трахи-риолитовый вулканизм проявлялся главным образом в виде излияний пенных лав, в фор-ме развития многочисленных, но мелких экструзивных куполов и связанных с ними иг-нимбритовых извержений, а, возможно, также палящих туч или раскаленных лавин. Не-редки, видимо, были и взрывы: об этом свидетельствует преимущественно туфовый состав серии за пределами вулкана.

Стратификация отложений трахириолитовой серии сложная. Отложения развиты ло-кально, практически захоронялись лишь их фрагменты. Условия седиментации были без-условно наземными. По правобережью р. Талды-Базар можно в общих чертах восстано-вить и палеорельеф. По-видимому, в это время здесь была равнина, сложенная в ос-новном пирокластическим материалом и продуктами переработки тефры, над которой возвышался Баспанский вулкан.

ЭФФУЗИВНО-ТЕФРОИДНЫЙ, ПРИБРЕЖНО-МОРСКОЙ, КОМПЛЕКС

Отложения прибрежно-морского эффузивно-тефроидного комплекса развиты не так ши-роко, как наземного. Полоса выходов отложений прибрежно-морского комплекса шириной 1–2 км протягивается по северо-восточному борту Карабугинского антиклинория от р. Те-безге до р. Карабуги (см. фиг. 3). Контакт прибрежно-морского комплекса с наземным в большинстве случаев резкий и проходит по серии разломов. Вторым районом развития отложений эффузивно-тефроидного комплекса является Тарбагатайский антиклинорий (см. фиг. 4). Полоса этих отложений протягивается по его северо-восточному борту от вер-

ховьев р. Базар до р. Бугаз. Эффузивно-тефроидный комплекс представлен однообразными базальтовыми порфиритами, их гиадокластитам (аквагенные туфы), тефроидными, вулканотерригенными и, частично, полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и конгломерато-брекчиями. Соотношение эффузивной и обломочной составляющих варьирует в довольно широких пределах. Вблизи границы с наземным комплексом в разрезах преобладают эффузивы. Для пород комплекса характерны темные цвета: темно-серый, темно-зеленый и, реже, темно-лиловый. Исключение из этой мрачной гаммы составляют лишь яркие пестрые конгломераты.

Возраст прибрежно-морского комплекса устанавливается как нижне-среднедевонский. Вопрос о возрасте формации в целом уже рассматривался в первой главе, поэтому здесь остановимся лишь на некоторых деталях, касающихся только данного комплекса.

Нижняя возрастная граница прибрежно-морского комплекса определяется несогласным залеганием его отложений на фаунистически охарактеризованной толще туфов, песчаников и роговообманковых порфиритов лудловского возраста. Эти взаимоотношения хорошо видны в ряде мест, особенно по нижнему и среднему течению р. Карабуги и на ее левобережье. Кроме того, в линзе известняка, залегающей среди вулканитов комплекса, по левобережью р. Тебезге (Карабугинский антиклинорий) Т. Т. Шарковой был определен кобленцкий возраст ископаемых остатков фауны.

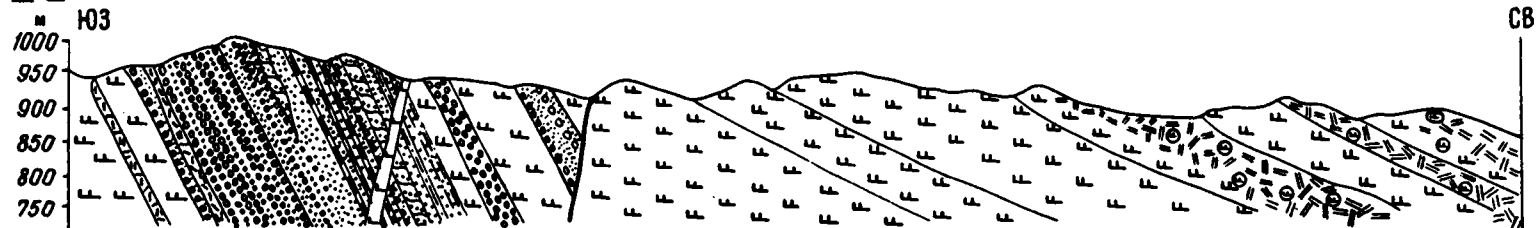
Возраст верхней части комплекса определяется как живетский на основании целого ряда находок ископаемых остатков живетской фауны в песчаниках по нижнему течению р. Карабуги (Карабугинский антиклинорий) и в линзах известняков по левобережью р. Базар (Тарбагатайский антиклинорий). Однако следует уточнить, что прибрежно-морской комплекс охватывает живетский ярус не полностью; его верхняя возрастная граница лежит в пределах яруса и, видимо, в его верхней части. Дело в том, что отложения рассматриваемого комплекса трансгрессивно перекрываются морской терригенной толщей, возраст основания которой по палеонтологическим данным является живетским или живет-франским.

Для характеристики эффузивно-тефроидного комплекса ниже приводится описание двух характерных разрезов: один — в некотором удалении от вулканической суши, другой — в непосредственной близости от нее (см. фиг. 3, геологические профили III—III и IV—IV).

Левобережье р. Карабуги. Разрез характеризует строение нижней части комплекса, формировавшегося в 3—4 км от вулканической суши (фиг. 23, профиль III—III).

	Мощность, м
1. Базальтовые порфириды, темные, синевато-серые, обильно миндалекаменные	30—40
2. Полимиктовый конгломерат пестроцветный, мелкогалечный, вверх по разрезу постепенно сменяется крупнозернистым серым песчаником . .	15—20
3. Пепловый туф кислого состава, розовый, витрокристаллокластический, с прямой градиционной сортировкой пирокластического материала . .	10—15
4. Полимиктовый конгломерат пестроцветный, мелко- и среднегалечный, с отдельными прослоями гравелитов и песчаников, количество и мощность которых увеличиваются вверх по разрезу от 0,5 до 1,5 м. Псефитовый обломочный материал хорошо сортирован, средней и хорошей окатанности; он состоит из эффузивов и туфов основного, среднего и кислого составов, разнообразных по окраске, среди которых в большом количестве встречаются красные (сильно ожелезненные) порфириды, игнимбриты и туфы; кроме того, в обломках присутствуют белый кварц, оранжевые и серые кремнистые породы, обломки яшмидов и др. Связующая масса представлена серым разнозернистым тефроидным песчаником, состоящим из переотложенной пирокластике (примесь инородных фрагментов невелика). Для конгломератов характерна крупная и грубая горизонтальная слоистость без четких границ и слоевых швов, обусловленная главным образом постепенной сменой пород различного гранулометрического состава. Через зону переслаивания (10—15 м) конгломераты сменяются песчаниками следующего слоя . . .	110

III-III - ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ Р. КАРАБУГИ



IV-IV - ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. КАРАБУГИ



Фиг. 23. Геологические профили, иллюстрирующие состав и строение прибрежно-морского комплекса

1 – базальтовые и диабазовые порфириды; 2 – миндалекаменные базальтовые порфириды; 3 – шаровые базальтовые порфириды; 4 – гялокласситы базальтовых порфиритов (аквагенные туфы и туфобрекчии); 5 – туфы; 6 – конгломерато-брекчии; 7 – конгломераты; 8 – песчаники; 9 – известковые конкреции в песчанике; 10 – алевролиты; 11 – кремнистые породы; 12 – известняк; 13 – фауна

5. Тефроидные песчаники серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, с невыдержанными прослоями (до 0,5 м) крупнозернистых песчаников и гравелитов. Обломочный материал окатан слабо; он представлен эффузивами и туфами основного, среднего и, значительно реже, кислого состава, кремнистыми породами, кристаллокластами плагноклаза. В самой верхней части горизонта (2,5 м) в песчанике встречены гальки и валуны от 5 до 40 см светло-зеленого кремнисто-пелитового туфа. В песчанике отмечается горизонтальная крупная и средняя неотчетливая слоистость, обусловленная гранулометрической сортировкой обломочного материала; иногда встречаются невыдержанные горизонты (25–50 см) с косой и косо-волнистой слоистостью 80–90
 6. Тефроидные песчаники серые, аналогичные описанным выше, чередующиеся со светло-зелеными кремнисто-пелитовыми туфами. Мощность прослоев песчаников вверх по разрезу постепенно сокращается от 5–6 до 1,5 м, а мощность туфов возрастает от 0,5 до 3 м 55–60
 7. Тефроидные гравелиты и разнозернистые песчаники с редкими прослоями полимиктового мелкогалечного конгломерата; последний от конгломератов из пачки 4 отличается большим содержанием красноватых обломков яшмоидов. В верхней части пачки встречаются довольно крупные (до 20 см) неокатанные или слабо окатанные плитчатые фрагменты темно-красных аргиллитов. Выше такие аргиллиты появляются уже в виде самостоятельных прослоев мощностью до 20–25 см. В пачке отмечаются довольно частые размывы и чередование горизонтальнослоистых, косослоистых и косо-волнистых серий мощностью от 0,5 до 1–1,5 м 50–60
 8. Серые тефроидные песчаники с прослоями светло-зеленых кремнисто-пелитовых туфов (похожи на пачку 6) 30–40
 9. Базальтовый порфирит темный, синевато-серый, миндалекаменный . . 30–35
 10. Полимиктовый конгломерат мелко-среднегалечный, пестроцветный (похож на пачку 4) 35–40
 11. Базальтовый порфирит темный, синевато-серый, миндалекаменный . . 80
 12. Полимиктовый конгломерат мелкогалечный, пестроцветный (похож на пачку 4, но плохо обнажен) 50
 13. Базальтовые порфиры темно-серые, с синеватым, лиловым или зеленоватым оттенком, нередко миндалекаменные и подушечные, последние развиты особенно широко в верхней части разреза, где отмечаются также линзы и невыдержанные прослои их гиадокластитов (аквагенных туфов и брекчий) мощностью от 10 до 50 м. Аквагенные туфы и брекчии – темные, зеленые или лиловые, с отдельными обломками подушек размером до 10–15 см, залегают в виде прослоев и линз мощностью до 10–15 м более 500
- Общая мощность разреза 975–1035 м.

Правобережье р. Карабуги. Разрез в этом районе характеризует строение верхней части комплекса, формировавшегося в непосредственной близости от вулканической суши (см. фиг. 23, геологический профиль IV–IV).

Мощность, м

1. Диабазы массивные, с характерной для интрузивных пород отделимостью. Они слагают мощную дайку, прослеживающуюся более чем на 1 км 250–300

2. Пачка вулcano-терригенных конгломерато-брекчий грязно-серых, несортированных и разнообломочных. Размер обломков от псаммитовых и мелких псефитовых, слагающих связующую массу, до слабо окатанных валунов и угловатых глыб. Состав обломков разнообразен; преобладают измененные вулканы основного, среднего, а также кислого составов; много сильно измененных недиагностируемых пород. В пачке отмечается грубая неотчетливая горизонтальная слоистость. Слои мощностью от 2—4 до 20—30 м несколько отличаются друг от друга как преобладающим размером обломков, так и степенью их окатанности. Конгломерато-брекчии, видимо, были образованы при береговых обвалах более 150
3. Базальтовые порфириды темно-серые, массивные (возможно, дайки или силлы) 50—55
4. Вулcano-терригенная конгломерато-брекчия грязно-серая, несортированная, разнообломочная. От конгломерато-брекчий слоя 2 отличается несколько меньшим размером обломков (до 10—15 см) и более однообразным составом крупных обломков, представленных темно-серыми миндалекаменными порфиридами и лиловато-серыми дацитовыми порфиридами 35—40
5. Пачка вулканических гравелитов, песчаников и алевролитов. Для пачки характерна горизонтальная слоистость с четкими слоевыми границами и тенденция к ритмическому строению. Последнее обусловлено градиционной сортировкой обломочного материала, с постепенным переходом от гравелита в низу слоя к песчанику и затем к алевролиту в верхней части слоя; несколько реже встречаются слои с неполной маятниковой сортировкой (песчаники — гравелиты — песчаники — алевролиты). В целом для пачки отмечается некоторая направленность в строении, выражающаяся в увеличении роли алевролитовой составляющей вверх по разрезу 10—15
6. Вулcano-терригенные конгломераты грязно-серые и зеленовато-серые, несортированные, разногальчатые, с мелкими валунами, распределенными по породе неравномерно. Обломочный материал несортирован, средней и плохой окатанности; он представлен темно-серыми порфиридами, часто миндалекаменными, и их туфами. Связующая масса — псаммитовая такого же состава . . . 10—20
7. Аквагенные туфы темные, зелено-лиловые, грубозернистые и мелкообломочные. Обломки однообразных порфиритов размером до 1,5—2 см, угловатые, с рваными краями, темно-лиловые и зеленые, придают породе пестрый облик. Связующая масса очень сильно изменена; по ней интенсивно развиваются хлорит, кальцит и эпидот. В туфах беспорядочно рассеяны шары миндалекаменных порфиритов и их обломки величиной от 5 до 20 см; иногда они скапливаются по плоскости напластования, образуя невыдержанные прослои без четких границ. Выше по разрезу аквагенные туфы становятся зелеными; в них появляется сначала слабо выраженная, а затем все более четкая слоистость, обусловленная как гранулометрической сортировкой обломочного материала в самих туфах, так и появлением маломощных прослоев зеленых тефроидных песчаников и конгломератов с плохо окатанными гальками разнообразных вулканических пород 45—50

8. Аквагенные туфы темно-лиловые, вверху разреза зеленые, похожие на туфы предыдущего слоя, но меньшей мощности, с невыдержанными прослойками темно-лиловых тонкозернистых туфов 10—15
9. Вулкано-терригенная конгломерато-брекчия пестрая, разнообломочная. Наиболее крупные обломки (от 5—8 до 20—30 см) представлены темно-красным туфом; они распределены по породе неравномерно и эффектно выделяются на фоне темно-серой связующей псаммитовой массы с более мелкими обломками темных эффузивов среднего и основного составов. По форме крупные красные обломки, как правило, угловатые, с неровными краями 25—30
10. Пачка нефроидных гравелитов и песчаников крупно- и среднезернистых, зеленовато-серых и лиловых. Обломочный материал состоит из фрагментов плотных и пористых базальтовых порфиритов, в различной степени окатанных. Для пачки характерна горизонтальная мелкая и средняя слоистость, как отчетливая, так и неотчетливая. В слоях преобладает прямая градационная сортировка. Эти отложения образовались, видимо, в результате перемыва аквагенных туфов, о чем свидетельствует сходство фрагментарного материала 45—50
11. Пачка вулканитовых песчаников и алевролитов с прослоями кремнистых пород. Песчаники и алевролиты серые и зеленовато-серые, образуют слои либо однородные, либо, реже, с внутренней неотчетливой слойчатостью. Мощность таких слоев вверх по разрезу меняется от 15—20 см до 1—1,5 м. Между ними залегают кремнистые породы мощностью до 15—20, редко до 50 см, для которых характерна тонкая слоистость с мелкими размывами, знаками вдавливания и внедрения одного слоя в другой 50—55
12. Вулкано-терригенная конгломерато-брекчия, постепенно сменяющаяся выше разнозернистым песчаником. Обломочный материал слабо окатан, состоит из разнообразных вулканических пород, среди которых довольно много обломков белых массивных и флюидальных фельзитов и порфиров размером до 10 см. Градационная сортировка обломочного материала проявлена благодаря тому, что наиболее крупные обломки приурочены к нижней части слоя, вверху встречаются лишь единичные из них. Отчетливая слоеватость обусловлена ориентировкой удлиненных обломков по плоскости напластования. 1
13. Вулкано-терригенная конгломерато-брекчия несортированная, разнообломочная. Обломки угловатые, плохой и средней окатанности, состоящие в основном из кислых эффузивов, причем наиболее крупные из них (0,5—1 м) представлены либо ярко-лиловым ортофиром, либо синевато-лиловым фельзит-порфиром. Связующая масса псаммитовая и мелкообломочная псефитовая, состоит из фрагментов разнообразных вулканитов, среди которых преобладают порфириты и их туфы . . . 45—50
14. Базальтовые порфириты и связанные с ними аквагенные туфы. Базальтовые порфириты темно-серые, часто с лиловым оттенком, миндалекаменные, реже плотные. Подушечная отдельность развита неравномерно и встречается как в миндалекаменных, так и в плотных разностях. Размер подушек от 10 до 50—100 см. Базальтовые порфириты образуют довольно быстро выклинивающиеся линзообразные покровы мощностью 20—100 м. Между ними залегают невыдержанные горизонты аквагенных туфов мощностью от 1—2 до 50 м и нефроидных песчаников мощностью до 10—15 м. Аквагенные туфы темные, зеленые и лиловые, иногда пестрые (зелено-лиловые), мел-

кообломочные, с беспорядочно рассеянными в них отдельными более крупными обломками подушек размером до 10–15 см. Иногда в аквагенных туфах отмечается неотчетливая слоистость, обусловленная слабой гранулометрической сортировкой обломочного материала . . . 750

15. Тефроидные песчаники с карбонатными конкрециями, размер последних от 5 до 80 см. Обломочный материал в известковых конкрециях состоит из хорошо окатанных зерен различных пироксенов и амфиболов, сцементированных карбонатным цементом (фиг. 24). За пределами конкреций зерна темноцветных минералов полностью разложены и замещены карбонатом. В большом количестве присутствуют зерна отмытого магнетита, которые скапливались либо по отдельным мелким слоям, либо в конкрециях. Для песчаников характерно чередование пачек мощностью от 1 до 10 м, обладающих горизонтальной средней и крупной слоистостью с пачками мощностью от 15 до 50 см косо-волнистых песчаников. Геологами ВАГТа и МГУ в этих отложениях были собраны ископаемые остатки живетской фауны . . . 50

Общая мощность разреза в этом районе составляет 1600 м.

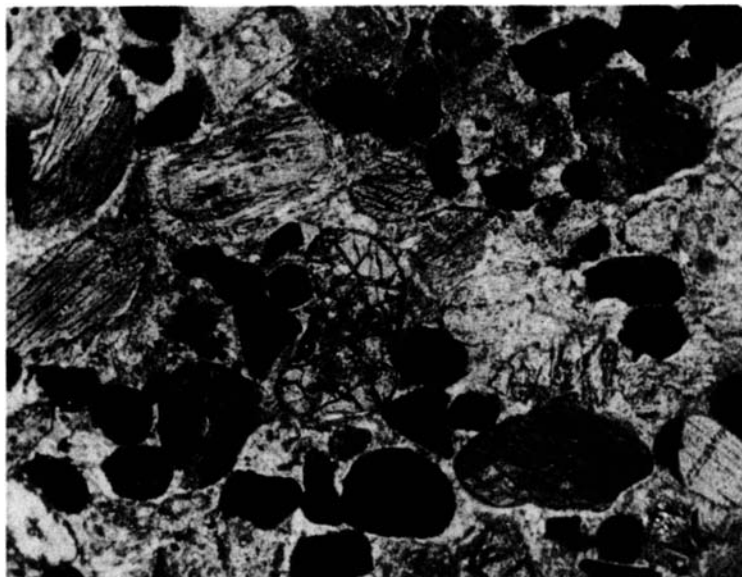
На песчаниках слоя 15 залегают черные аргиллиты с маломощными редкими прослойками туфов и линзами известняков. Выше они сменяются кремнистыми тонкослоистыми породами и мощной толщей полимиктовых песчаников. Седиментация этих отложений происходила в открытом морском бассейне уже в поствулканический этап; здесь важно лишь подчеркнуть трансгрессивный характер залегания черных аргиллитов на вулканогенно-осадочных породах прибрежно-морского комплекса.

Прослеживая полосу эффузивно-тефроидных отложений вдоль северо-восточного борта Карабугинского антиклинория от р. Карабуги до р. Тебезге, отметим следующее. Несколько южнее разреза, описанного по правобережью р. Карабуги, напротив гор Акташ, отложения комплекса представляют собой чередование мощных толщ миндалекаменных, плотных и подушечных базальтовых порфиритов и их гиадокластитов с пачками пестрых полимиктовых конгломератов и тефроидных песчаников. Разрез этих отложений очень близок описанному по левобережью р. Карабуги. Еще южнее (по левобережью р. Тебезге) эффузивно-тефроидный комплекс хотя и отличается в некоторых деталях, однако очень близок к отложениям комплекса, развитым по правобережью р. Карабуги. Подчеркнем, что именно в этом районе, в линзе известняков, залегающей в нижней части комплекса, между покровами миндалекаменных базальтовых порфиритов были собраны ископаемые остатки фауны кобленцкого возраста.

Литология и условия седиментации

Эффузивно-тефроидный, прибрежно-морской, комплекс отличается большой литологической спецификой. Для комплекса не характерна такая пестрота и бросающееся в глаза разнообразие пород, какие мы наблюдаем в эффузивно-пирокластическом, наземном, комплексе. Напротив, набор пород прибрежно-морского комплекса сравнительно невелик. По происхождению отложения этого комплекса принадлежат к трем группам.

К первой относятся продукты местных излияний, представленные базальтовыми порфиритами, для которых характерно широкое развитие амигдалоидных разностей и подушечной отдельности. Базальтовые порфириты слагают мощные (до 40–100 м), но довольно быстро, на расстоянии 2–3 км, выклинивающиеся покровы, которые локализируются, как мы видели, вблизи границы с наземным комплексом. С базальтовыми порфиритами генетически тесно связаны их гиадокластиты — аквагенные туфы, аквагенные подушечные брекчи и аквагенные подушечные туфобрекчи, представляющие собой продукты дробления быстро охлаждающейся лавы в специфических условиях подводных излияний. Аквагенные туфы и туфобрекчи залегают между покровами базальтовых порфиритов в виде невыдержанных прослоев и линз мощностью от 10–20 до 60–100 м.



Фиг. 24. Микроструктура карбонатной конкреции из тефрогенного песчаника (прибрежно-морской комплекс, правобережье р.Карабуги). В конкреции хорошо сохранились окатанные зерна пироксенов, в большом количестве присутствуют зерна магнетита – чёрные. Шлиф, увел.100, без анализатора

Ко второй группе пород, участвующих в сложении прибрежно-морского комплекса, относятся продукты размыва наземных вулканических образований – вулканотерригенные породы. Среди них выделяются локально развитые разнообломочные конгломерато-брекчии, образованные в результате береговых обвалов (см. описание разреза по правобережью р. Карабуги, слои 2, 4, 6, 13). Конгломерато-брекчии состоят из фрагментов самых разнообразных вулканических и вулканогенно-обломочных пород; для них характерна хаотическая структура и отсутствие сортировки. Они образуют иногда довольно мощные (до 250–300 м) пачки неотчетливо грубослоистых пород, а в разрезах перемежаются с покровами эффузивов, прослоями и пачками горизонтальнослоистых гравелитов и песчаников.

Широко распространены также пестрые тефроидные песчаники, образованные из перетолженной пирокластики (тефры), и полимиктовые конгломераты, сформированные в зоне морского мелководья (в разрезе по левобережью р. Карабуги, слои 2, 4, 7, 10, 12). Они образуют хорошо прослеживающиеся довольно мощные пачки с горизонтальной, косой и косо-волнистой слоистостью. Характерно, что конгломераты, образованные в зоне морского мелководья, развиты только в тех районах, где отсутствуют конгломерато-брекчии, образованные при береговых обвалах.

К третьей, наименее развитой группе относятся продукты наземных эксплозий. Подчеркнем, что их роль в строении комплекса очень невелика; в разрезах они встречаются редко и представлены исключительно туфами.

Из этого краткого анализа видно, что основным источником материала и для прибрежно-морского комплекса являлся вулканизм уже не только наземный, но и подводный. Последний в отличие от наземного вулканизма характеризовался стабильным базальтовым составом излившихся лав и отсутствием дифференциации.

Формирование рассматриваемого комплекса происходило в прибрежной полосе морского бассейна. Это доказывается, во-первых, широким развитием подушечных базальтов и аквагенных туфов, которые в данном случае однозначно указывают на подводный характер излияний, и, во-вторых, присутствием в разрезе таких генетических типов пород, как отложения береговых обвалов и морского мелководья, которые в то же время говорят

о близости к размываемой суше. Седиментация происходила в очень неспокойной гидродинамической среде, о чем свидетельствуют многочисленные размывы и косо-волнистые серии в песчаниках и даже в гравелитах. Характерно, что в рассматриваемом комплексе, как уже отмечалось, туфы из пеплов наземных эксплозий встречаются очень редко, тогда как в более удаленном от вулканической суши морском комплексе, который будет рассмотрен ниже, они присутствуют в значительно большем количестве. Это обстоятельство, по-видимому, можно объяснить тем, что тонкий пепловый материал в неспокойной обстановке не мог захорониться и выносился дальше в открытый морской бассейн.

ТЕФРОИДНЫЙ, МОРСКОЙ, КОМПЛЕКС

Отложения тефроидного, морского, комплекса вскрываются на небольшой площади в юго-восточной части Карабугинского антиклинория, по левобережью р. Тебезге в районе горы Караджал (см. фиг. 3). Это 600-метровая толща горизонтальнослоистых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туфов, туфопелитов, реже гравелитов, конгломератов и детритусовых известняков; последние образуют маломощные прослои. Для пород комплекса характерна серая и зеленовато-серая окраска; иногда встречаются черные и еще реже серовато-лиловые разности.

Возраст морского комплекса в этом районе устанавливается как нижнедевонский (зигенский или зиген-эмский) на основании палеонтологических данных, о которых подробно говорилось в главе I. На нижележащих отложениях, сопоставляемых Т. Т. Шарковой с караэспинским горизонтом (жединский ярус нижнего девона), комплекс лежит с размывом и несогласием.

Разрез морского комплекса в районе горы Караджал следующий:

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Конгломераты зеленовато-серые, средне-крупногалечные; гальки пироксен-роговообманковых порфиритов хорошо окатанные | больше 5 |
| 2. Вулканитовые среднезернистые песчаники зеленовато-серые, с линзами известняков мощностью до 20–30 см | больше 40 |
| 3. Базальтовый порфирит темно-серый | 10–15 |
| 4. Вулканитовый песчаник серый и зеленовато-серый от мелко- до крупнозернистого. Обломочный материал состоит из плохо и средне окатанных фрагментов основных эффузивов. Слои песчаника мощностью от 0,3 до 3 м чередуются с прослоями детритусовых известняков мощностью 1–10 см, витрических и кристаллолитокластических туфов, туфопесчаников и тефрогенных песчаников мощностью 10–50 см. Для пачки характерна четкая мелкая, средняя и крупная горизонтальная слоистость | 100–120 |
| 5. Вулканитовые песчаники серые и зеленовато-серые, мелко-крупнозернистые, аналогичные описанным в пачке 4. Слои песчаника мощностью 5–10 м чередуются с маломощными прослоями тефрогенных песчаников и пачками мощностью 2–4 м тонкослоистых витрических и кристаллолитокластических туфов. Следует подчеркнуть, что кристаллокласты альбит-олигоклаза и олигоклаза в разрезе встречаются впервые; в более низких горизонтах отмечались обломки кристаллов плагиоклаза среднего и основного составов, представленного большей частью андезином и лабрадором. Для пород пачки характерна четкая крупная, средняя и мелкая горизонтальная слоистость . . . | 70–80 |
| 6. Тефроидные песчаники серые, среднезернистые, иногда с песчано-известковистыми конкрециями. Обломочный материал представлен эффузивами и туфами основного и среднего составов, кристаллокластами плагиоклаза, а также фрагментами кислых эффузивов с микрофелъзитовой и микросферолитовой структурами (фрагменты кислых пород в разрезе тоже встречаются впервые). В пачке наблю- | |

дается четкая крупная и очень крупная (слои до 3–5 м) горизонтальная слоистость. В верхней части пачки найдены ископаемые остатки кобленцской фауны	45–50
7. Тефроидные песчаники серые, массивные, аналогичные отмеченным в слое 6; их слои мощностью 1–2 м чередуются с пачками тонкослоистых голубовато-серых витрических туфов, иногда сильно окремненных, мощностью до 0,5–0,8 м	80–100
8. Вулканические песчаники пестрые, средне- и крупнозернистые с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью 5–50 см. Обломочный материал в последних хорошо окатан и состоит из вулканических пород основного, среднего и кислого составов, среди которых встречаются лиловые дацитовые порфиры. В пачке неотчетливая горизонтальная слоистость, обусловленная гранулометрической сортировкой обломочного материала	около 50
9. Туфопелиты голубовато-серые, тонкослоистые, прослоями косо-волнистые, слагают пачки мощностью до 2–3 м, которые чередуются с прослоями до 0,5 м тефрогенных песчаников и туфопесчаников; последние содержат до 40% кристаллокластов плагиоклаза	45–50
10. Вулканические разнозернистые песчаники и гравелиты зеленовато-серые, неотчетливослоистые	25
11. Вулканические песчаники темно-лиловые, плотные, тяжелые. В них отмечается средняя и мелкая слоистость, обусловленная послойной концентрацией зерен магнетита, которые присутствуют в довольно большом количестве, занимая от 15 до 30% площади шлифа. В верхней части пачки прослой туфопесчаников, аналогичные залегающим в следующем слое	10
12. Туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты темно-лиловые и пестрые, состоят из плохо и средне окатанных фрагментов средних и, реже, кислых вулканических пород, а также кристаллокластов плагиоклаза. В пачке наблюдается неотчетливая горизонтальная мелкая и средняя слоистость, обусловленная главным образом гранулометрической сортировкой обломочного материала	10–12
13. Туфопелиты окремненные, серые, зеленые и лиловые, с четкой и мелкой слоистостью	10–15
14. Туфы темно-серые и черные, витрические и кристаллоаповитрокластические, с пепловым градом (см. фиг. 46, 2) довольно правильной сферической формы, размером до 1,5 см. Туфы чередуются с темно-серыми тефрогенными песчаниками и гравелитами	15–20
15. Аргиллиты окремненные, черные, с ископаемыми остатками кобленцской фауны	больше 10
Общая мощность разреза 550–600 м.	

Изучение состава обломочного материала тефроидных пород и туфов позволяет провести литологическое сопоставление морских и наземных отложений. Последовательно (снизу вверх) анализируя разрез морских отложений, устанавливаем, что в его основании залегают туфы и тефроидные породы, сложенные фрагментами исключительно основных и средних эффузивов. Начиная с пятой пачки в разрезе появляются первые прослой кислых кристаллолитокластических туфов с обломками кристаллов альбита и альбит-олигоклаза; подчеркнем, что кристаллокласты калиевого полевого шпата и кварца в них встречены не были. Характерно, что первые проявления кислого вулканизма связаны в этом районе с деятельностью Нарынского вулкана и что в его продуктах вкрапленники представлены тоже только альбитом и альбит-олигоклазом; порфиновые выделения ни кварца, ни калиевого полевого шпата для расплавов вулкана не были характерны. Этот факт

позволяет считать, что отложение пирокластического кислого материала в морском бассейне было синхронно одной из эксплозий Нарынского вулкана. А так как в отложениях той же пятой пачки были найдены ископаемые остатки кобленцской фауны, то, стало быть, и эксплозии Нарынского вулкана происходили в кобленцском веке. Правильность такой синхронизации подтверждается также и тем, что песчаники следующей (шестой) пачки содержат фрагменты уже не только основных и средних, но также и кислых вулканитов, среди которых присутствуют обломки игнимбритов, фельзитов и фельзит-порфиритов с микрофельзитовой, микропойкилитовой и микросферолитовой структурами. Иначе говоря, ко времени образования шестой пачки в пределах вулканической суши уже отложились и начали разрушаться разнообразные продукты кислого вулканизма.

Литология и условия седиментации

Тефроидный, морской, комплекс литологически довольно резко отличается от рассмотренных выше эффузивно-пирокластического, наземного, и эффузивно-тефроидного, прибрежно-морского, комплексов. В его строении практически полностью отсутствуют эффузивы и грубообломочные псефитовые породы. Комплекс образован в основном вулканогенно-обломочными отложениями алеврит-псаммитовой размерности; прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов среди них редки. По своему происхождению породы, принимающие участие в строении морского комплекса, относятся в основном к двум группам.

К первой принадлежат туфы, образованные пеплопадами наземных эксплозий; ко второй — вулканогенно-терригенные и тефроидные породы, песчаники, алевриты и конгломераты, сложенные продуктами механического разрушения наземных литифицированных вулканитов и рыхлой пирокластики. Разделить их бывает очень трудно, а часто и невозможно; в этом случае они объединяются в группу вулканитовых обломочных пород.

Туфы составляют не менее 20–25% от общего объема пород морского комплекса, а если учесть еще и примесь пепла в других отложениях, то величина эта возрастает до 30, а может быть, и до 40%. В комплексе развиты как основные — средние, так и кислые туфы. По структурным признакам они довольно однообразны и представлены двумя разностями: аповитрическими тонкозернистыми туфами или туфопелитами и кристаллолитокластическими среднезернистыми туфами. Витрические туфы образуют пачки мощностью от долей метра до 10–15 м. В них хорошо развита тонкая и мелкая четкая горизонтальная слоистость. Среднезернистые кристаллолитокластические туфы образуют самостоятельные слои и пачки мощностью от нескольких метров до 10–20 м. Пепловый материал туфов хорошо отсортирован и представлен либо одной, либо двумя гранулометрическими фракциями. Очень часто туфы ассоциируют с тефроидными песчаниками, сложенными тем же пепловым материалом, но слегка обработанным, видимо, здесь же в водной среде. Для туфов характерна средняя, мелкая и крупная слоистость, иногда с отчетливо проявленной слойчатостью и микрослоеватостью (по плоскости напластования ориентированы удлиненные кристаллокласты плагиоклаза). Последнее бывает причиной возникновения микрослоистости. В слоях обычно хорошо проявлена градационная сортировка пеплового материала.

Следует отметить, что пепел, выпадавший в морской бассейн, был уже достаточно дифференцирован. По-видимому, этим можно объяснить хорошо проявленную сортировку обломочного материала в туфах, а также четкое разделение витрических и кристаллолитокластических разностей. Подчеркнем, что у других пород комплекса сортировка была проявлена намного слабее.

Тефроидные и вулканогенно-терригенные обломочные породы составляют основную часть комплекса, слагая до 60–70% его общего объема. Они представлены главным образом песчаниками и в меньшей мере алевритами; конгломераты и гравелиты встречаются изредка. Породы эти очень разнообразны по составу фрагментарного материала и его структурным особенностям. По степени окатанности фрагментов среди них наиболее четко выделяются два крайних типа.

К первому относятся песчаники, состоящие из средне и хорошо окатанных фрагментов, которые к тому же отличаются довольно хорошей сортировкой. По составу обломочного материала эти песчаники могут быть отнесены к тефроидным, так как основной составляющей в них является переотложенная пирокластика. Они образовались, вероятно, из того псаммитового материала, который, попав в прибрежную зону морского бассейна и пройдя там некоторую обработку, сбрасывался затем дальше в открытое море. Для этих песчаников характерна крупная слоистость и массивная текстура в слоях (слои 6 и 7 в приведенном выше разрезе). В них отмечается наиболее сильная карбонатизация, сопровождающаяся образованием карбонатных конкреций. Размер последних от слоя к слою сильно менялся. Так, на правобережье р. Карабуги в крупнослоистых массивных песчаниках прибрежно-морского комплекса размер карбонатных конкреций достигает 0,8–1 м, здесь же, в районе горы Караджал, более обычны конкреции от 5 до 15 см.

Песчаники второго типа в противоположность только что рассмотренным отличаются плохой сортировкой фрагментов. Состав обломочного материала у них очень разнообразен и представлен фрагментами эффузивов, туфов, игнимбритов, вулканогенно-терригенных, осадочных и сильно измененных недиагностируемых пород. Такой широкий диапазон состава фрагментов сближает эти песчаники с такими же породами мутевых течений и береговых обвалов из прибрежно-морского комплекса. Для песчаников морского комплекса характерна средняя (10–60 см) и в меньшей мере мелкая (1–10 см) слоистость. В слоях довольно часто отмечается градационная сортировка обломочного материала, что также сближает их с отложениями мутевых течений.

Среди отложений комплекса, кроме рассмотренных, развиты смешанные породы, состоящие из вулканогенно-терригенных тефроидных и пирокластических фрагментов (туфопесчаники). Эти породы составляют, по-видимому, значительную часть комплекса, хотя более точно оценить их роль не представляется возможным, так как диагностируются они с большим трудом. Говоря строго, по-видимому, большинство пород комплекса содержит ту или иную примесь пирокластики.

Для пород комплекса характерна горизонтальная слоистость от тонкой до грубой. Слоистость проявлена очень четко; слоевые элементы выражены одинаково хорошо между слоями различного и одинакового составов. К последним могут быть отнесены пачки тонкослоистых туфопелитов и алевролитов, в которых одинаковые по составу слои разделены четкими границами. Слоистость обусловлена импульсной подачей либо одинакового, либо разного по составу и гранулометрии обломочного материала.

Характерной чертой комплекса является очень сложная и различно выраженная ритмичность. При изучении разрезов она устанавливается с трудом, так как процессы, вызывавшие тот или иной вид ритмичности, накладывались друг на друга, прерывались или видоизменялись.

Седиментация рассмотренных отложений происходила в морском бассейне и, видимо, на его шельфе в достаточно спокойных гидродинамических условиях. Волнения были относительно редкими и небольшими, так как затрагивали и взмучивали только алевроитовые или тонкие псаммитовые осадки.

Материал, слагающий комплекс, поступал в основном двумя путями: 1) сверху при пеплопадах из эруптивных туч наземных эксплозий и затем уже перемещением в толще воды течениями, 2) при переработке обломочного материала в прибрежной полосе, когда избыточное количество его сбрасывалось дальше, в открытый морской бассейн. На шельфе развивалась жизнь, о чем свидетельствуют довольно многочисленные, хотя и маломощные прослои детритусовых известняков с ископаемыми остатками раковин моллюсков, мшанок, кораллов, криноидей и др. В алевролитах и тонкозернистых песчаниках встречаются ходы илоедов.

* * *

Итак, рассмотренные литологические комплексы формировались в различных фациальных обстановках. Эффузивно-пирокластический комплекс формировался в наземных условиях вулканической суши, эффузивно-тефроидный — в прибрежной полосе морского бас-

сейна и, наконец, тефроидный — в шельфовой зоне последнего. Мы видели также, что выделенные нами комплексы отличаются породами, их структурно-текстурными особенностями и стратификацией.

Наземный комплекс образован в основном эффузивами, игнимбритами, агломератовыми и пепловыми туфами и незначительным количеством осадочных отложений, сформировавшихся в результате разрушения и переотложения тех же вулканических пород. Прибрежно-морской комплекс сложен породами местных подводных эффузий, их гиалокластитами и продуктами разрушения, главным образом наземных вулканитов. Комплекс, формировавшийся в шельфовой области морского бассейна, образован, во-первых, тефроидным и вулcano-терригенным обломочным материалом, вынесенным с вулканической суши и прошедшим стадию переработки в прибрежно-морской полосе, и, во-вторых, пеплом, выпадавшим из эруптивных туч, проходивших над морем во время наземных извержений.

Такое литологическое различие комплексов долгое время служило причиной того, что они за неимением палеонтологических данных относились к разным стратиграфическим подразделениям. Наиболее верно было определено положение наземного комплекса (караджальская и буламбайская свиты местной стратиграфической шкалы), который сопоставлялся с кайдаульской свитой нерасчлененного нижнего и среднего девона Чингиза (Севрюгин, 1963). Прибрежно-морской комплекс, особенно в тех районах, где были развиты пестрые полимиктовые конгломераты и тефроидные песчаники, относился к фаменскому ярусу верхнего девона, а морской комплекс, развитый в районе горы Караджал, — к лудловскому ярусу верхнего силура.

Детальное литологическое изучение отложений формации, подкрепленное палеонтологическими данными, о которых речь уже шла выше, позволило доказать синхронность названных комплексов и расшифровать фациальную обстановку их образования. Здесь следует лишь подчеркнуть то, насколько важным для изучения таких формаций является фациальный анализ.

Литологическое изучение комплексов позволило также установить, что, несмотря на все их различия, они тесно генетически связаны. Главным связующим звеном, объединяющим комплексы, служит единый вулканический источник материала, что со всей очевидностью выступает при изучении вещественного состава пород. Формирование вулканогенно-осадочных отложений нижнего — среднего девона происходило под влиянием двух одновременно протекающих принципиально различных процессов: с одной стороны, интенсивного поступления разнородного вулканического материала и формирования стратифицированной толщи вулканогенно-осадочных пород, с другой — разрушения вулканических накоплений с выносом огромных масс обломочного материала в морской бассейн и формированием там мощных обломочных накоплений. Локальная подача разнообразного вулканического материала, связанная с различными вулканическими очагами, сильная и неравномерная денудация привели к чрезвычайно большой литологической пестроте рассматриваемых отложений.

ТИПЫ ПОРОД И ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Нижний – средний девон хр. Тарбагатай является, как мы видели, сложным, много породным и многофациальным образованием. Здесь выделяются эффузивы, игнимбриты, пирокластические и вулканогенно-осадочные отложения.

ЭФФУЗИВЫ

Среди вулканитов Тарбагатай эффузивы играют довольно большую роль. Их сравнительно хорошая устойчивость по отношению к денудационным процессам привела к тому, что в разрезах они встречаются значительно чаще рыхлых эксплозивных накоплений. Из приведенной выше литолого-стратиграфической характеристики ниже-среднедевонских отложений видно, что эффузивы образуют естественные ассоциации, обособленные друг от друга во времени и в пространстве.

Среди них выделяются:

1. Ассоциация базальтоидов, приуроченная к прибрежно-морскому комплексу; ее формирование происходило в течение нижнего – среднего девона.
2. Ассоциация основных и средних эффузивов наземного комплекса; она формировалась в течение нижнего – среднего девона дважды, чередуясь с кислыми эффузивами следующей ассоциации.
3. Ассоциация кислых эффузивов наземного комплекса, формировавшаяся в течение нижнего – среднего девона дважды.

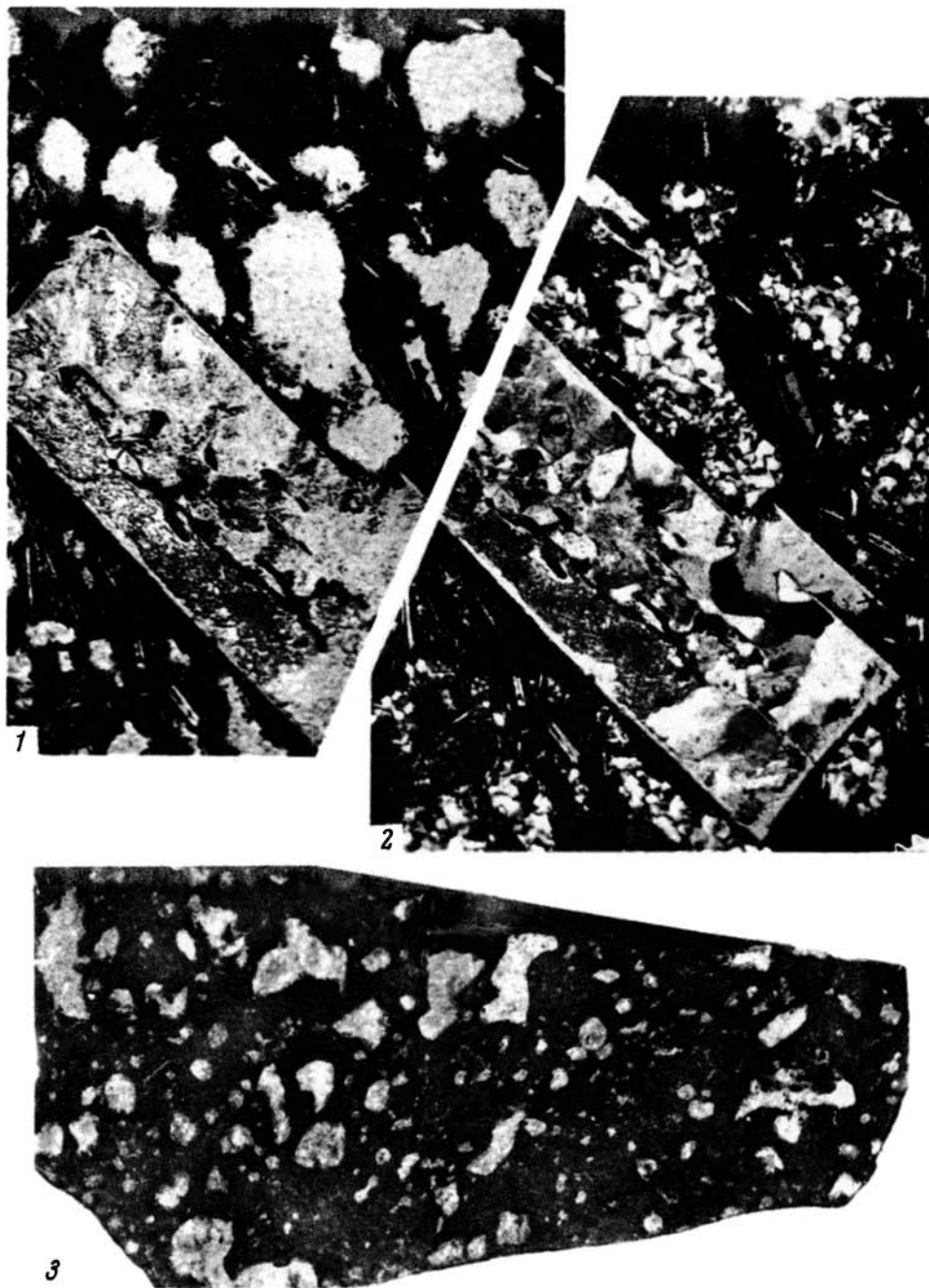
Ассоциация базальтоидов прибрежно-морского комплекса

Рассматриваемая ассоциация развита только в прибрежно-морском комплексе. В ее состав входят подушечные базальтовые порфиристы, их гиалокластиты (аквагенные туфы и туфобрекчии) и диабазы.

Подушечные базальтовые порфиристы

Базальтовые порфиристы – афанитовые и мелкокристаллические породы темно-серые, с зеленым, синеватым или, реже, с лиловым оттенками. Петрографически базальтовые порфиристы довольно однообразны. Вкрапленники плагиоклаза редкие, таблитчатые, иногда в срезе шлифа почти квадратные и длиннопризматические, размером (по длинной оси) от 0,3 до 0,7, изредка до 1 мм. Плагиоклаз сильно сосюритизирован и в ряде случаев неотчетливо зонален; иногда удается определить, что он относится к лабрадору № 50 – 55. Вкрапленники цветного минерала, судя по характерным разрезам, видимо, пироксена, полностью замещены хлоритом. Основная масса микролитовая или апоинтерсертальная, состоит из длиннопризматических лейст сильно сосюритизированного плагиоклаза, который по единичным замерам относится к андезиту № 40 – 50 и является, таким образом, более кислым, чем плагиоклаз порфировых выделений. Промежутки между лейстами плагиоклаза заполнены хлоритом, эпидотом и рудным минералом, обычно сильно лейкоксенизированным; карбонат развивается и по основной массе, и по вкрапленникам.

Характерной особенностью рассматриваемых эффузивов является широкое развитие подушечных и миндалекаменных разностей. Миндалины в последних обильные, от микроскопических до крупных (2 – 4 см), либо правильные сферические, либо сложной



Фиг. 25. Миндалекаменный базальтовый порфирит из прибрежно-морского комплекса. Вкрапленники плагиоклаза сильно изменены; многочисленные поры выполнены цеолитом
 1 — шлиф, увел. 100, без анализатора; 2 — тот же шлиф, с анализатором; 3 — та же порода, нат. вел.

неправильной формы (фиг. 25). Обычно миндалины выполнены несколькими минералами. Наиболее часто сочетаются вместе нерешетчатый калиевый полевой шпат с кальцитом или хлоритом; последние слагают промежутки между кристаллами калиевого полевого шпата и по времени образования являются более поздними. В некоторых миндалинах, выполненных кальцитом, калиевый полевой шпат образует оторочку по краю; он ассоциирует также с кварцем и цеолитами. Иногда миндалины выполнены каким-нибудь одним из названных минералов.

Подушечная отдельность встречается как в плотных, так и в миндалекаменных порфиритах; для последних она особенно характерна и широко развита. Распределены подушки неравномерно: в одном и том же покрове можно наблюдать переходы от подушечных порфиритов к лавам с редкими изолированными подушками, а затем к лавам, совершенно лишенным их. Размер подушек варьирует от мелких (5 – 10 см) до крупных (0,5 – 1 м). Мелкие подушки обычно имеют простое строение: центральная часть их сложена миндалекаменным порфиритом и окружена оболочкой более плотного сложения. В крупных подушках иногда отмечается несколько неправильных участков амигдалоидного строения. Иногда шар бывает окружен тонкой (0,1 – 0,5 мм) оболочкой, состоящей из кальцита и цеолита.

По химическому составу рассмотренные эффузивы относятся к базальтам (см. табл. 4, анализы 16, 17, 18). Сравнение химических составов базальтовых подушечных порфиритов разных горизонтов приводит к выводу об их большом однообразии. Обращает на себя внимание повышенное содержание P_2O_5 (0,39 – 0,5%).

Базальтовые порфириты залегают в виде довольно крупных покровов мощностью от 10 – 20 до 100 – 150 м и протяженностью около 1,5 – 3 км. В разрезах они ассоциируют с рассмотренными ниже гиадокластитами и диабазами.

Диабазы – темно-серые мелкокристаллические массивные породы с хорошо выраженной офитовой структурой. Они состоят в основном из длиннопризматических лейст идиоморфного плагиоклаза размером от 0,1 до 0,4 мм (лабрадор, битовнит № 50 – 60), ксеноморфного авгита ($2V = 58^\circ$) и примеси магнетита. Среди акцессорных минералов отмечаются апатит и рутил. Диабазы изменены сильно, но все же меньше, чем базальтовые порфириты. Из вторичных минералов в них широко развиты хлорит, эпидот, лейкоксен и по плагиоклазу – соссюрит. По химическому составу диабазы очень близки к базальтовым подушечным порфиритам (см. табл. 4, анализ 19). Для них также характерно повышенное содержание P_2O_5 (0,48%). Диабазы слагают дайки, характеризующиеся иногда большими мощностями (100 – 200 м) и значительной протяженностью (1 – 2 км). Пространственно они приурочены к разломам, разделяющим области развития наземных и прибрежно-морских отложений. Обычно они встречаются совместно с базальтовыми подушечными порфиритами, с которыми имеют как рвущие контакты, так и постепенные латеральные переходы.

Гиадокластиты базальтовых порфиритов (аквагенные туфы и туфобрекчии)

Гиадокластиты тесно связаны с рассмотренными выше эффузивами. Они представлены грубозернистыми аквагенными туфами с примесью подушечных обломков, аквагенными подушечными брекчиями и туфобрекчиями. Внешне это однообразная обломочная порода темно-серая, зеленая, лиловая или пестрая лилово-зеленая. Она состоит из фрагментов (до 1 – 1,5 см) плотных и амигдалоидных базальтовых порфиритов с примесью их витрических черепков. Фрагменты угловатые, с рваными краями; последние особенно характерны для базальтовых шлаков. Аквагенные туфы и туфобрекчии содержат более крупные обломки базальтовых амигдалоидов чисто сферической формы, размером от 5 до 20, редко до 50 см. Они представляют собой, видимо, центральные части взорванных подушек. Обычно такие обломки рассеяны по породе беспорядочно, но иногда они образуют послойные скопления, в результате чего у туфа возникает неотчетливая слоистость. Такая слоистость особенно характерна для верхних частей гиадокластитовых горизонтов, где она обуславливается, кроме того, еще некоторой, иногда довольно отчетливой гранулометрической сортировкой фрагментов базальтовых

порфиристов. Здесь же встречаются прослои вулканогенных песчаников, среди которых выделяются две разновидности: в первой обломочный материал по составу идентичен аквагенному туфу и отличается лишь степенью окатанности базальтовых фрагментов, во второй обломочный материал по составу более разнообразен.

Как отмечалось выше, аквагенные туфы ассоциируют с миндалекаменными подушечными базальтовыми порфиритами. Так, по правобережью ручья Кожа можно видеть характер перехода от базальтовых порфиристов к аквагенным туфам.

В пизу разреза обнажится миндалекаменный подушечный порфирит темный, синевато-серый. Верхняя часть покрова содержит большое количество базальтовых подушек размером от 5 — 10 до 20 — 30 см. Центральная часть таких подушек состоит из одного или нескольких ядер, сложенных амигдалоидом и окруженных более плотной оболочкой. Здесь же наряду с целыми подушками встречаются и их обломки, среди которых особенно часто отмечаются амигдалоидные ядра подушек. Количество таких обломков увеличивается вверх по разрезу и постепенно порода теряет вид лавы, сменяясь собственно аквагенной обломочно-подушечной брекчией. Эта смена происходит довольно резко, и мощность переходящей зоны не превышает 0,5 — 1 м. Связующая масса брекчии в переходной зоне представлена либо обильно миндалекаменным порфиритом, либо витрическими черепками, которые образовались из этой же лавы при ее полной фрагментации. Для связующей массы характерно широкое развитие таких вторичных минералов, как калиевый полевой шпат, цеолиты, карбонат, хлорит и кварц; они цементируют витрические черепки и выполняют миндалины. Иногда перечисленные минералы настолько обильны, что их агрегат с различной примесью витрических черепков сам становится связующей массой, обладающей светлой окраской, на фоне которой обломки базальтовых шаров выглядят особенно отчетливо.

Залегающая выше брекчия представляет собой пеструю лилово-зеленую породу, сложенную из фрагментов миндалекаменных и плотных порфиристов размером от 0,5 до 3—4 см. Фрагменты угловатые, с рваными краями и округленные. По составу они, как и следовало ожидать, очень однообразны и представлены пористыми или плотными базальтовыми порфиритами с той же структурой, какая наблюдается у нижележащего покрова. Иногда встречаются более крупные обломки шаров и их ядра, достигающие 50 см. Связующая масса скудная и состоит из очень мелких базальтовых фрагментов и витрических черепков, по которым особенно интенсивно развиваются хлорит, карбонат, а также лейкоксен. Охарактеризованная порода является аквагенной подушечной брекчией, переходящей местами в аквагенную подушечную туфобрекцию. Аквагенные туфы образуют довольно мощные (20 — 50 м), но не выдержанные горизонты и линзы. В разрезе гиадокластиты чередуются с подушечными базальтовыми порфиритами, с которыми, как уже отмечалось, они связаны постепенными переходами.

Природа аквагенных туфов рассматривалась И. В. Хворовой (1966) на примере туфов и брекчий, развитых среди силурийских геосинклинальных образований на Южном Урале (район с. Блява). И. В. Хворова пришла к выводу, что их образование происходило при подводных излияниях базальтового расплава, и они являются по сути продуктами дробления раскаленной лавы при ее взаимодействии с водой.

В Тарбагатае аквагенные туфы установлены впервые. Их приуроченность к прибрежно-морскому комплексу имеет большое значение для палеовулканических и палеогеографических реконструкций, так как в данном случае указывает на подводный характер излияний.

* * *

Характерно, что базальтовые подушечные порфириты и аквагенные туфы встречаются только в прибрежно-морском комплексе, где они сосредоточиваются в довольно узкой полосе, к которой приурочены также и многочисленные дайки диабазов. Обращает на себя внимание довольно четкая ориентировка последних параллельно границе, разделяющей области развития прибрежно-морского и наземного комплексов, и их приуроченность к разломам, что особенно проявлено по северо-восточному борту Карабугинского антиклинория. Все сказанное позволяет считать, что рассмотренные эффузивы представляют собой продукты трещинных излияний субщелочного базальтового расплава, который пос-

тупал в морской бассейн. Подводящими каналами для лавы, видимо, служили многочисленные разломы в тектонически ослабленной зоне, отделяющей островной блок от впадины морского бассейна. Именно к этой зоне пространственно и приурочены подушечные и миндалекаменные базальтовые порфиры, их гиадокластиты (аквагенные туфы) и дайки диабазов.

Рассмотренные породы в прибрежно-морском комплексе ассоциируют с конгломератобрекчиями, конгломератами и песчаниками. Изредка среди эффузивов встречаются линзы известняков с ископаемыми остатками морской фауны. Кобленский и живетский возраст фауны позволяет считать, что в морском бассейне излияние однообразных по составу базальтовых лав происходило на протяжении всего времени образования формации, т. е. в течение нижнего и среднего девона.

Ассоциация основных и средних эффузивов наземного комплекса

Основные и средние эффузивы представлены довольно разнообразными породами, среди которых выделяются базальтовые, андезитовые и дацитовые порфиры. С ними тесно связаны диабазы, залегающие в виде силлов, даек и других рвущих тел.

Базальтовые порфиры — плотные и миндалекаменные; внешне это массивные темно-серые, иногда зеленоватые или лиловые породы, с хорошо или плохо различимыми вкрапленниками полевого шпата и, реже, темноцветного минерала. Под микроскопом видно, что порфировые выделения составляют обычно не более 10% площади шлифа. Они представлены призматическими и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза размером до 1—2 мм с широкими двойниковыми полосками; в них иногда заметна зональность. Определить номер плагиоклаза трудно из-за сильных изменений, обычно это основной андезин или лабрадор (№ 45, 55). Плагиоклаз замещается либо соссоритом, либо эпидотом или хлоритом с обильными выделениями магнетита; иногда светло-зеленый хлорит или карбонат слагает во вкрапленниках значительные участки. Темноцветные минералы в виде вкрапленников встречаются реже; они полностью замещены хлоритом и магнетитом, их размер варьирует от 0,5 до 3 мм. В одних из них, судя по характерным разрезам, можно предполагать пироксен, в других — оливин. Среди акцессорных минералов наиболее часто отмечаются апатит и рутил.

Основная масса апоинтерсертальная, микролитовая, редко гиалопилитовая. В центральных частях потоков и покровов иногда наблюдается микродиабазовая структура. Основная масса так же, как и вкрапленники, сильно изменена: плагиоклаз соссоритизирован, промежутки между ними выполнены хлоритом и эпидотом, иногда отмечается карбонат.

Миндалекаменные порфиры слагают обычно лишь верхние 1—3 м наиболее мощных покровов. Миндалины в базальтовых порфиритах редко превышают 1—1,5 см; форма миндалин сферическая, эллипсоидальная, реже трубчатая; в последнем случае трубки ориентированы перпендикулярно поверхности покрова. Выполнены миндалины хлоритом, эпидотом, реже кварцем и карбонатом.

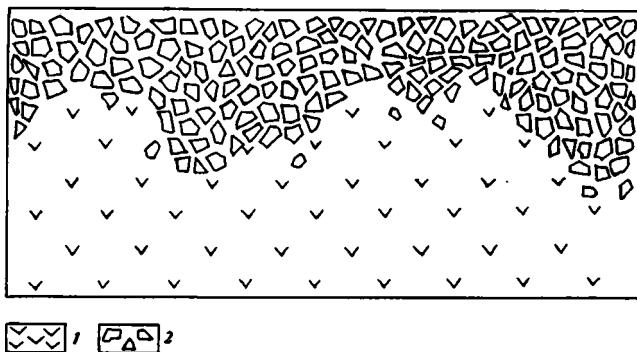
Андезитовые порфиры — плотные массивные зеленовато-серые или зеленые афанитовые породы, с хорошо различимыми невооруженным глазом вкрапленниками полевого шпата. Под микроскопом устанавливается, что порфировые выделения, составляющие 5—10, иногда 15—20% площади шлифа, представлены плагиоклазом, состав которого в различных покровах довольно сильно варьирует от андезин-олигоклаза до лабрадора. Плагиоклаз образует кристаллы таблитчатой формы, иногда отчетливо зональные, размером от 0,3—0,5 до 3—4 мм. Изредка во вкрапленниках встречается темно-цветный минерал, полностью замещенный хлоритом, возможно, пироксен. Структура основной массы микролитовая, апоинтерсертальная и пилотакитовая. Породы сильно изменены, характер изменений аналогичен таковому у базальтовых порфиритов.

Верхняя часть покровов или потоков (охлаждающихся единиц) иногда сложена миндалекаменными разностями или лавовыми брекчиями. Последние состоят из обломков, размер которых обычно не превышает 6—7 см. Обломки угловатые, с "рваными" края-

Фиг. 26. Характер контакта между массивным андезитовым порфиритом и его лавовой брекчией

1 — андезитовый порфирит;

2 — лавовая брекчия



ми, реже оплавленные. Они заключены в довольно скудную связующую лаву того же состава. Границы между массивной и брекчированной лавами бывают как четкие, так и постепенные, очень неровные (фиг. 26).

Д а щ и т о в ы е п о р ф и р и т ы — плотные массивные породы светло-серые, темно-серые или ярко-лиловые. Обычно для них характерны довольно крупные и обильные вкрапленники полевого шпата, представленного либо кислым андезином (№ 30 — 35), либо олигоклаз-андезином (№ 20 — 30). Кварц в дацитовых порфиритах ксеноморфный, редко превышающий 5 — 6%.

Структура основной массы чаще всего апоинтерсертальная или, реже, микроиоритовая; иногда отмечаются небольшие участки с микропиклитовой структурой, которая образуется в тех случаях, когда выделения кварца в основной массе содержат пойкилитовые вросстки плагиоклаза.

Д и а б а з ы и д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы — мелкокристаллические, реже афанитовые породы темно-серого цвета. Под микроскопом устанавливается, что вкрапленники либо отсутствуют, либо количество их, как правило, невелико и не превышает 5 — 15% площади шлифа. Представлены они плагиоклазом (лабрадор, битовнит № 45 — 65) либо пироксеном. Основная масса офитовая, состоит на 60% из плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 50 — 55) и на 40% из ксеноморфного пироксена ($2V = 58^\circ$) и магнетита. Диабазы и диабазовые порфириты изменены значительно меньше базальтовых и андезитовых порфиритов, хотя характер изменений остается тем же: по плагиоклазу развивается соскорит и участками — карбонат. Темноцветные минералы и стекло замещаются хлоритом, эпидотом и иногда карбонатом.

Диабазы залегают в виде силлов мощностью до 20 — 40 м, небольших даек и штоков. Территориально они приурочены к районам развития отложений базальто-андезито-дащитовой серии.

* * *

Рассмотренные эффузивы приурочены к наземному эффузивно-пирокластическому комплексу, где они участвуют в сложении андезито-базальтовой и базальто-андезито-дащитовой серий. В первой преобладают базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, которые ассоциируют с невыдержанными и маломощными прослоями туфов и тефроидных песчаников того же состава. Эффузивы залегают в виде довольно выдержанных покровов, хорошо прослеживающихся на значительные расстояния. В базальто-андезито-дащитовой серии наряду с базальтовыми порфиритами широко развиты андезитовые и дащитовые порфириты. В обнажениях они залегают в виде линз сравнительно небольшой мощности (2 — 20 м) и протяженности (200 — 500 м). Эти порфириты образовались, по всей вероятности, из лавовых потоков. Они ассоциируют с туфами, агломератами, а также с конгломератами, конгломерато-брекчиями и другими эффузивными обломочными породами. Большая латеральная изменчивость отложений базальто-андезито-дащитовой серии, а также локальность развития эффузивов позволяют предположить, что их формирование связано с деятельностью стратовулканов центрального типа, причем извержения вулканов были субэвральные, о чем свидетельствует пепловый град, неоднократно встречавшийся в туфах.

По химическим данным эффузивы ассоциации относятся к нормальному щелочноземельному ряду, в котором натрий преобладает над калием. При этом в процессе вулканизма наблюдалось гомодромное развитие расплава с постепенным повышением кислотности, при котором преобладающие сначала лавы базальтового и андезито-базальтового составов (андезито-базальтовая серия) сместились затем лавами андезитового и дацитового составов (базальто-андезито-дацитовая серия).

Ассоциация кислых эффузивов наземного комплекса

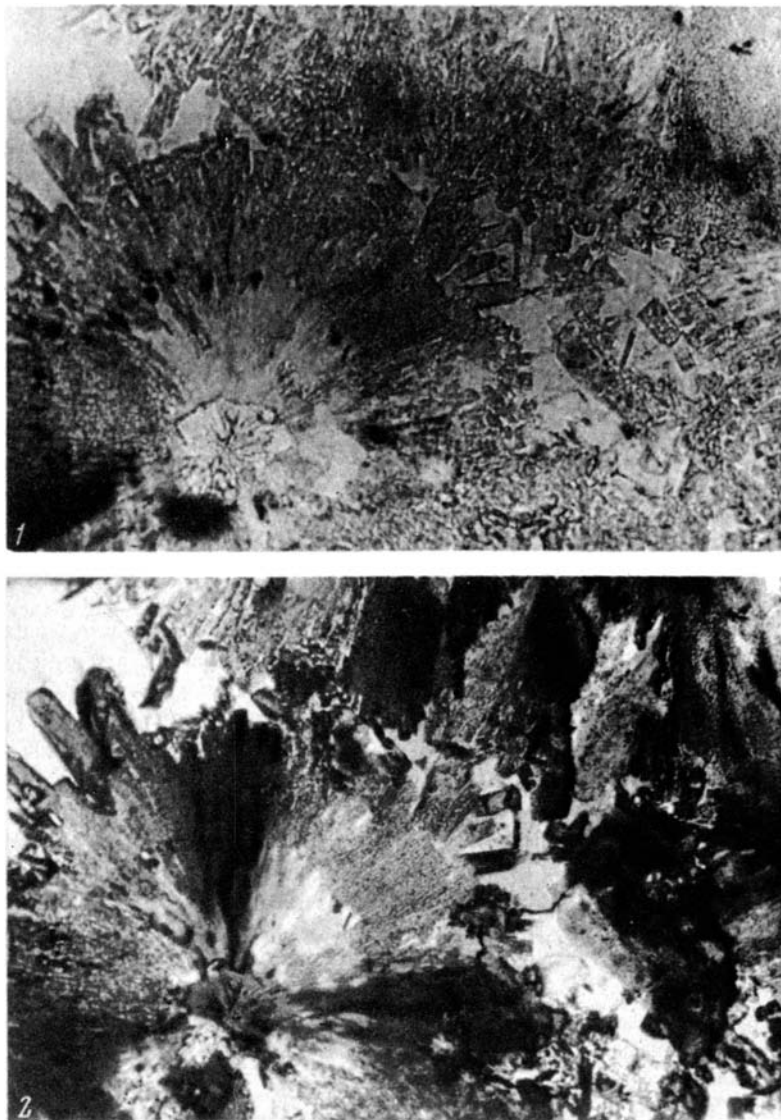
Кислые эффузивы развиты только в наземном комплексе, они принимают участие в сложении риолитовой и трахириолитовой серий. Наиболее распространенными породами ассоциации являются риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры; ортофиры и кварцевые порфиры распространены значительно меньше; еще реже встречаются эффузивы фonoлитового состава.

Риолитовые и трахириолитовые фельзиты и фельзит-порфиры — стекловатые массивные или слабофлюидальные породы черные, коричневые, лиловые, серые, розовые и белые. Иногда в них заметны невооруженным глазом редкие и, как правило, мелкие вкрапленники полевого шпата. Под микроскопом устанавливается, что вкрапленники либо отсутствуют (в фельзитах), либо количество их невелико: от единичных на шлиф до 5 — 7% площади шлифа (в фельзит-порфирах). Вкрапленники представлены слегка мутноватым альбит-олигоклазом (№ 10 — 15) и олигоклазом (№ 20 — 25) с довольно широкими двойниковыми полосками. Кристаллы довольно часто корродированы, отчего их контуры становятся нечеткими, а форма — неправильной. В породе вкрапленники присутствуют в виде отдельных таблитчатых кристаллов размером от 0,2 до 1,5 мм или образуют гломеропорфировые сростки. Кварц в порфировых выделениях встречается очень редко; его размер обычно не превышает 0,5 мм. В единичных случаях отмечены кристаллы андезина и роговой обманки. Основная масса представляет собой тончайшее срастание кварца и полевого шпата, который в трахириолитовых разностях представлен калиевым полевым шпатом. В большинстве случаев структура основной массы микрофельзитовая, микропикритовая, реже микросферолитовая. Для трахириолитовых фельзитов и фельзит-порфиров более характерно сферолитовое строение основной массы.

Рассматриваемые породы в различной степени изменены. Особенно характерно для них окварцевание. Кроме того, по вкрапленникам и по основной массе развиваются также серицит, светло-зеленый хлорит, редко — карбонат и эпидот. Иногда в породе отмечается цеолитизация; при этом в шлифе наблюдается неравномерное (пятнистое и по прожилкам) развитие мелкокристаллического или радиально-лучистого агрегата натролита. Цеолитизация устанавливается в породах прижерловой фации.

Ортофиры характеризуются локальностью развития и по времени образования приурочены к завершающим этапам наземного вулканизма (четвертая, трахириолитовая серия). Хорошие выходы ортофиров находятся в горах Актас (Карабугинский антиклинорий). Здесь они слагают мощную толщу, в которой сочетаются многочисленные рвущие тела подводящих каналов и покровные образования. В обнажениях иногда удается переход от гипабиссальных пород к их эффузивным аналогам. Первые представлены массивным ортофиром интрузивного облика. Внешне — это ярко-лиловая хорошо раскристаллизованная порода с обильными крупными вкрапленниками розового полевого шпата. Под микроскопом видно, что вкрапленники составляют не менее 20 — 25% площади шлифа. Большая часть их представлена буроватым нерешетчатым калиевым полевым шпатом (ортоклазом), образующим широкотаблитчатые кристаллы размером от 0,5 до 3,5 мм. Кроме того, отмечаются вкрапленники кварца размером до 1 мм, альбита и альбит-олигоклаза. Основная масса сферолитовая (фиг. 27).

Вверх по разрезу в этих массивных породах начинают появляться тонкие параллельные полоски толщиной до 1,5 — 2 мм, которые проявлены на выветрелой поверхности и практически неразличимы в свежем сколе. Несколько выше (2 — 5 м) появляются сферические обособления размером до 1 см; в породе они располагаются либо беспорядочно, либо группами, образуя довольно крупные (до нескольких метров) участки неправильной



Фиг. 27. Микроструктура основной массы ортофира; шлиф, увел. 100
1 — без анализатора; 2 — с анализатором

формы. Еще выше эти сферические обособления располагаются друг за другом в виде параллельных цепочек или полос толщиной от 1 до 3 см, образуя своего рода "флюидалность". Однако несмотря на такую дифференциацию, ортофиры продолжают сохранять тот же облик хорошо раскристаллизованной интрузивной породы; под микроскопом изменения в структуре не устанавливаются. Первые качественные изменения обнаруживаются несколько выше. В ортофирах появляются округлые либо неправильной формы участки стекловатой породы розового или черного цвета, без четких границ, размером до 10 – 20 см. В таких участках устанавливается сильнейшая коррозия вкрапленников калиевого полевого шпата, уменьшение их количества и размеров, так что ортофиры перерождаются в фельзит-порфиры и фельзиты. Число и размеры таких участков постепенно, но быстро (на расстоянии нескольких метров) увеличиваются в результате чего от ортофира сохраняются лишь реликты, и вся порода превращается в фельзит-порфир или фельзит с неравномерной розово-черной окраской. При этом черные фельзит-порфиры располагаются в ро-

зовом фельзит-порфире в виде довольно четких круглых стяжений, полосок и скорлуповатых образований размером до 1 — 1,5 см.

Такие изменения, наблюдавшиеся в ряде мест, дают представление о том, каким образом происходило эффузивное перерождение субвулканической породы. Вероятно, оно связано с резким уменьшением давления и увеличением температуры, в результате чего и происходило вторичное расплавление уже достаточно хорошо раскристаллизованного расплава.

Кварцевые порфиры пользуются еще меньшим развитием. Это стекловатые, обычно черные породы, с хорошо различимыми вкраплениями кварца, размер которого обычно не превышает 1 — 1,5 мм. Очень часто кристаллы кварца корродированы или разломаны. Структура основной массы микрофельзитовая, микропйкилитовая, реже сферолитовая. Характер изменений у кварцевых порфиров тот же, что у риолитовых фельзитов и фельзит-порфиров.

* * *

Для кислых эффузивов характерно большое разнообразие форм проявлений, выраженных, как правило, очень хорошо. Среди них выделяются: 1) экструзивные купола, 2) потоки массивных риолитов, 3) игнисумиты, 4) пемзовые потоки¹.

Экструзивные купола

Экструзивные купола, или, как их иногда называют, куполовидные вулканы, являются характерными формами проявления девонского кислого вулканизма в Тарбагатае. Только в пределах детально изученной территории автором установлено четыре крупных купола. Два из них (Шакенын-Кызыл и Сабырбай-Кызыл) расположены в пределах Тарбагатайского антиклинория, на правобережье р. Талды-Базар; два других отмечены в Карабугинском антиклинории в горах Актас.

Купола Шакенын-Кызыл и Сабырбай-Кызыл входят в состав второй, риолитовой, серии. Они имеют вид вытянутых в меридиональном направлении гор с относительными превышениями 170 — 200 м. Соотношение длины и ширины у купола Сабырбай-Кызыл составляет 3,5 × 1,2 км, у купола Шакенын-Кызыл — 5,5 × 1,5 км. (фиг. 28).

Детальное изучение границ куполов и их взаимоотношений с окружающими породами выявило как согласные, так и рвущие контакты. Последние выражены достаточно отчетливо. Это, видимо, явилось причиной того, что при геологических съемках их относили к рвущим, субвулканическим телам. Согласные контакты массивных фельзитов экструзивных куполов с вмещающими породами устанавливаются в ряде мест. В одних случаях массивные фельзиты ложатся на подстилающие их туфы (южные окончания куполов Шакенын-Кызыл и Сабырбай-Кызыл); в других случаях массивные фельзиты также согласнo перекрываются туфами и агломератами вышележащих отложений (восточная часть купола Сабырбай-Кызыл).

Оба купола сложены массивными риолитовыми фельзитами и фельзит-порфирами. Внешне это стекловатые светлые, почти белые или, напротив, довольно темные, зеленовато-коричневые, грязно-серые, а в южной части горы Сабырбай-Кызыл — темно-зеленые породы. Довольно часто в светлых разностях по трещинам кливажа наблюдается коричневая или красная кайма ожелезнения толщиной до 1 — 1,5 см. Характерной петрографической особенностью фельзит-порфиров являются мелкие (до 1 — 1,5 мм) и редкие (единичные в одном шлифе) порфировые выделения олигоклаза и альбита. Основная масса микрофельзитовая и микропйкилитовая; акцессорные минералы — циркон и рутил. Из вторичных изменений наиболее характерно окварцевание, в результате которого фельзиты на отдельных участках переходят почти в чистые монокварциты. По классификации А. Н. Заварицкого, фельзиты купола Шакенын-Кызыл стоят ближе всего к риолитовым породам Йеллоустонского Парка (см. табл. 4, анализ б).

¹ Отложения пемзовых потоков будут рассмотрены ниже, в разделе "Рудопроявления алюминия", так как именно с ними связано повышенное содержание глинозема и в них найдены диаспоровые конкрекции.



Фиг. 28. Экструзивный купол Шакенын-Кызыл

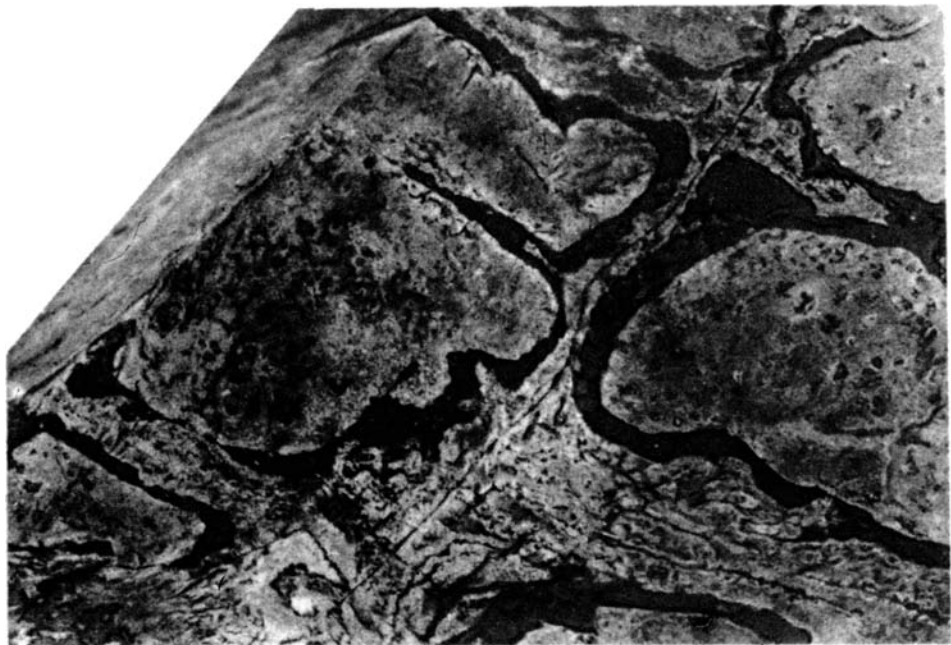
В северной части купола Шакенын-Кызыл и в центральной части купола Сабырбай-Кызыл отмечены миндалекаменные разности. Миндалины до 1 см имеют правильную сферическую или эллипсоидальную форму; выполнены они кварцем. В южной части купола Шакенын-Кызыл развиты лавовые брекчии; они состоят из обломков фельзитов размером от 2—4 до 10—20 см, погруженных в довольно скудную связующую массу того же состава. Обломки угловатые; некоторые из них сильно вплавлены в основную лавовую массу и не имеют с ней четких границ; для других, напротив, характерны резкие четкие контуры.

Купола кварцевых порфиров — Кожасайские — расположены в горах Актас (Карабугинский антиклинорий), по правобережью ручья Кожа. Они хорошо выделяются в современном рельефе и представляют собой два вытянутых в северо-западном направлении массива, высотой до 200 м и размером 3 x 1 и 1,7 x 0,4 км. Оба купола входят в состав трахириолитовой серии, они сложены коричневато-черными кварцевыми порфирами и их лавовыми брекчиями. Породы стекловатые, с обильными порфировыми выделениями кварца, обычно сильно корродированного, размером до 3 мм. В небольшом количестве присутствуют мелкие вкрапленники нерешетчатого калиевого полевого шпата и альбита (№ 5—10), а также мелкие (до 0,01 мм) выделения рудных минералов, представленных магнетитом и пиритом. Данные химического анализа (см. табл. 4, анализ 13) позволяют считать их эффузивными аналогами щелочных гранитов.

Лавовые брекчии кварцевых порфиров развиты так же широко, как и их массивные разности, с которыми они связаны взаимопереходами. Брекчии состоят из обломков кварцевых порфиров, заключенных в такую же связующую массу. В свежем сколе обломки почти неотличимы от основной массы; не улавливается разница между ними и при микроскопическом изучении. Однако на выветрелой поверхности они видны отлично (фиг. 29). Размер их варьирует от 2—3 до 10, иногда до 20 см. Форма очень своеобразная, заливчатая, расщепленная с краев, которые оторочены черной каймой оплавления. Частые взаимные латеральные переходы лавовых брекчий и массивных разностей свидетельствуют о том, что в процессе экструзий происходил, видимо, сильный разогрев выжимающейся очень вязкой, почти твердой лавы, которая при этом расплавлялась и растекалась в виде частично жидкой, частично обломочной массы.

* * *

В расположении самих куполов, в их форме и ориентировке устанавливается определенная закономерность, обусловленная тем, что их формирование было связано с раз-



Фиг. 29. Лавовая брекчия кварцевых порфиров из Кожасайского экструзивного купола; нат вел.; наземный комплекс, трахириолитовая серия, горы Актас

витием тектонических трещин или ослабленных зон. Особенно четко это видно на примере куполов Шакенын-Кызыл и Сабырбай-Кызыл, субмеридиональная ориентировка которых совпадает с такой же ориентировкой Баспанского вулкана, а их удлиненная форма обусловлена тем, что лава выжималась вдоль трещин меридионального направления. Оба купола кварцевых порфиров в горах Актас, видимо, тоже приурочены к одной трещине северо-западного простирания. С рассмотренными экструзивными куполами пространственно и генетически связаны разнообразные, как правило, маломощные покровы игнимбритов, которые подробно будут описаны ниже.

Экструзивные купола образовались, как мы видели, в результате специфического вулканического процесса — выжимания переохлажденной, почти твердой лавы. Они отражают собой, таким образом, определенный вулканический процесс и в этом смысле могут считаться генетическим типом.

Потоки массивных риолитов

Потоки массивных риолитов развиты в наземном комплексе в пределах вулканических построек. Потоки сложены фельзитами и фельзит-порфирами, реже — ортофирами. Последние приурочены к трахириолитовой серии, развитой в горах Актас. Петрографическое описание названных пород приведено выше.

Фельзиты, фельзит-порфиры и ортофиры обычно массивные, иногда слабофлюидальные; довольно часто встречаются их лавовые брекчии. Последние более характерны для риолитовых фельзитов и фельзит-порфиров.

Представленные эффузивы слагают короткие (до 0,5 — 0,7 км) и мощные (до 40 — 60 м) потоки. Они были образованы, видимо, очень вязкими лавами, которые локализовались вблизи центров извержений, образуя мощные беспорядочные нагромождения. К последним часто приурочены дайки, штоки и другие рвущие тела, сложенные такими же по-

родами; многие из этих рвущих тел играли, вероятно, роль подводных каналов. Скопление потоков кислых эффузивов установлено в пределах исследованных риолитовых вулканов — Нарынского, Баспанского и Бугазского.

Игниспумиты

К игниспумитам относится большая группа риолитовых пород, которые по структурным, текстурным и морфологическим признакам являются переходными между потоками вязких лав и игнимбритами, отличаясь, однако, от тех и других.

Термин "игниспумит" (игнис — огонь, спума — пена) был предложен впервые Г. Панто (1963) для риолитовых пород, образовавшихся из пенистых лав и характеризующихся флюидальной текстурой. На Тарбагатае такие породы развиты широко; они характерны для обоих Этапов кислого вулканизма.

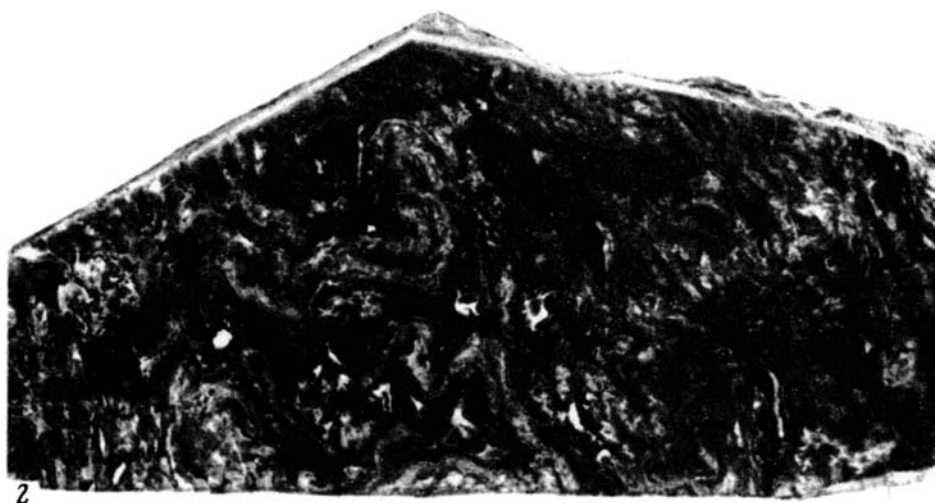
Игниспумиты представлены риолитовыми и трахириолитовыми фельзитами и фельзит-порфирами. Петрографически они очень близки к таким же породам, слагающим потоки. Разница заключается главным образом в структурных особенностях основной массы, для которой характерно волокнистое срастание кварца и полевого шпата в виде сферолитов, полусфер, сноповидных образований, пучков, параллельно-волокнистых сростков и т. д. Сферолитовые структуры довольно часто сочетаются с микрофельзитовой и микропикритовой структурами. В шлифах фельзиты с упомянутыми структурами образуют полосы и неправильные участки. Все это приводит к большому разнообразию структурных форм, которые отражают и подчеркивают текстурные особенности игниспумитов. Среди них были встречены следующие разновидности, отличающиеся структурно-текстурными признаками, а также условиями залегания: 1) тонкофлюидальные игниспумиты; 2) двухфазные проникающие игниспумиты; 3) шаровые игниспумиты.

Тонкофлюидальные игниспумиты. Среди кислых эффузивов тонкофлюидальные игниспумиты пользуются особенно широким распространением; ими слагаются наиболее мощные (до 20 — 30 м) и протяженные (до 4 — 6 км) потоки, а также жерловины некоторых вулканических центров.

Внешне это стекловатые тонкополосчатые породы самых разнообразных окрасок — от черной и коричневато-лиловой до красной, розовой, светло-серой и почти белой. В них наблюдается параллельная тонкая флюидальность; толщина флюидальных полосок обычно не превышает 1 — 2 мм. На отдельных участках полоски бывают смяты, в результате чего образуется сложный рисунок (фиг. 30, 1). Несколько реже встречаются игниспумиты с более крупной "веревочной" флюидальностью (фиг. 30, 2).

При микроскопическом изучении устанавливается связь флюидальной текстуры с внутренним строением породы. В большинстве случаев флюидальность обусловлена чередованием полосок, обладающих различными типами волокнистых и неволокнистых структур. Иногда флюидальность подчеркивается тем, что вторичные минералы развиваются по "полоскам" с различной интенсивностью. Часто в результате неравномерного окварцевания в тонкофлюидальных игниспумитах полоски с микрофельзитовой структурой оказывались полностью замещенными кварцем.

Двухфазные проникающие игниспумиты. На правом берегу р. Нарын среди пород, слагающих остатки Нарынского вулкана, обнажается очень своеобразная обломочная порода, которая дает представление о проникающем двухфазном игниспумите. В этом обнажении игниспумиты ложатся на белую фельзитовую породу, содержащую большое количество белых полупрозрачных (опаловидных) лапиллей и бомб сферических и в форме многогранников, размером до 3 см. Игниспумиты представлены грубофлюидальным белым, сильно окварцованным фельзитом, который содержит большое количество сферолитов размером от 0,5 до 1—1,5 см. Многие сферолиты внутри полые, видимо, они образовались около пузырьков газа. Обычно сферолиты располагаются цепочками и лентами, подчеркивая грубую, плавно изгибающуюся флюидальность потока. В последнем присутствует, кроме того, большое количество обломков и глыб таких же грубофлюидальных



Фиг. 30. Тонкофлюидальный игниспумит

1 — тонкая флюидальность в игниспумите; нат. вел.; наземный комплекс, риолитовая серия, левобережье р. Карабуги; 2 — веревочная флюидальность в игниспумите; нат. вел.; наземный комплекс, трахириолитовая серия, правобережье р. Талды-Базар, гора Баспан

сферолитовых белых игниспумитов. Обломки распределены крайне неравномерно. Их размер варьирует в широких пределах: от 5–10 см до 2–4 м. Крупные глыбы обладают неправильной формой; с краев они часто бывают расщеплены по флюидалности; вмещающий игниспумит их инъецирует и проникает вглубь длинными (до 0,5–1 м) и узкими (10–20 см) "языками". Местами крупные глыбы настолько сильно пронизаны вмещающей их лавой, что частично распались на отдельные фрагменты неправильной формы, удлинённые обломки породы, полосы и цепочки сферолитов. Последние часто бывают изогнутыми, что указывает на их пластичное состояние в момент отделения.

Охарактеризованная порода относится к двухфазным проникающим игниспумитам, образовавшимся в результате неравномерной импульсной подачи одинакового материала. При этом вторая порция (фаза) лавы поступила через некоторый промежуток времени, в течение которого лава первой фазы успела несколько застыть, но все еще находилась в полупластичном состоянии. В момент извержения пенистые лавы, несмотря на их кислый состав, были маловязкими и очень подвижными. Об этом свидетельствует их высокая инъекционная способность, которая, видимо, находилась в прямой связи с большим содержанием летучих компонентов и их особенной механической активностью в момент отделения от расплава.

Шаровые игниспумиты. Эти игниспумиты являются довольно распространенными образованиями, встречающимися в различных районах развития наземного кислого вулканизма (Кузубный и др., 1964; Фремд, 1964).

В пределах Нарынского, Бугазского и особенно Гаспанского вулканов широким развитием пользуются шаровые игниспумиты, которые залегают в виде потоков, иногда значительной мощности (20–30 м). Внешне они представляют собой тонкофлюидалные породы с шаровыми образованиями. Некоторые покровы почти целиком состоят из таких шаров, и роль тонкофлюидалной вмещающей лавы в них сведена до минимума.

Размеры шаров варьируют от 1–2 до 50–80 см. Преобладают шары размером до 10–15 см. Форма у них либо правильная сферическая, либо эллипсоидальная, с соотношением длинной оси к короткой, равным 1:1,5 (фиг. 31). Внешняя поверхность ровная или состоит из сферических бугорков меньшего диаметра. Иногда она "обрастает" мелкими сферическими образованиями (фиг. 32). Внутри большинства шаров находятся полости неправильной формы, которые довольно часто заполняются железисто-марганцовистыми охрами (фиг. 33); железо в них составляет 9,77%, марганец — 6,86%.

Шары сложены фельзитом с хорошо проявленной сферолитовой структурой, обусловленной сростанием кварца и полевого шпата в виде радиально расходящихся волокон, образующих пучки. Размеры таких пучков достигают 1–1,5 см. Иногда видно, что сферолитовая раскристаллизация начиналась из центров, которыми чаще всего служили газовые пузырьки.

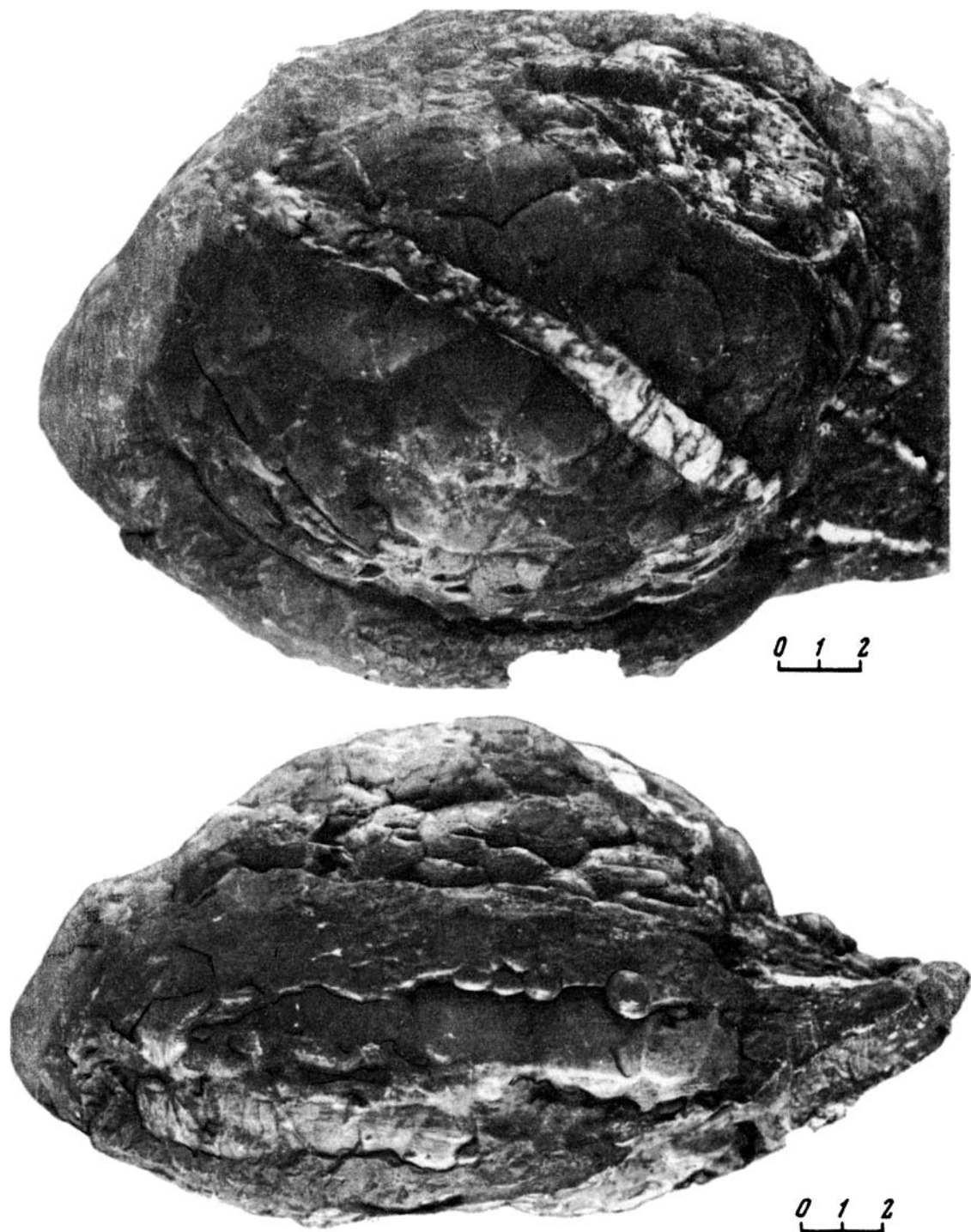
Изучение многочисленных сферолитов позволило связать их формирование с отделением летучих, при котором образовавшиеся газовые пузырьки являлись центрами, куда диффундировали газы из окружающей их лавы. Однако этот процесс постепенно прекращался, так как лава, окружающая пузырек, обедненная вследствие диффузии летучими компонентами, становилась все более вязкой, образуя вокруг него все менее проницаемую сферическую оболочку.

Соотношение вмещающей тонкофлюидалной породы и шаров разное. Шары либо огибаются флюидалностью, либо секут ее, совершенно не влияя на нее и не изменяя ее формы, что дает возможность установить среди них две генерации. Шары первой генерации образовались до излияния лавы и принимали участие в ее течении. Флюидалность вмещающей породы приспособлялась к форме этих шаров, поэтому их можно называть сферолитами или сферолоидами, в зависимости от их внутреннего строения (К. Кенезинская, В. Кенезинская, 1964). Шары второй генерации образовались уже после излияния лавы, в остановившемся флюидалном потоке. Шары секут флюидалность, совершенно не изменяя ее. Внутри таких шаров флюидалность отсутствует, и лишь на их внешней поверхности остаются ее следы в виде параллельной штриховки. Такие



Фиг. 31. Шаровые игниспумиты

1 — эллипсоидальные литофизы; наземный комплекс, трахириолитовая серия, правобережье р. Талды-Базар, гора Баспан; 2 — сферические литофизы, там же



Фиг. 32. Литофиза из шарового игниспумита. Наземный комплекс, трахириолитовая серия, правобережье р. Талды-Базар, гора Баспан
 1 – вид сверху, видна бугорчатая поверхность литофизы; 2 – вид сбоку, на поверхности литофизы видны новообразования мелких литофиз и следы тонкой параллельной флюиальности



Фиг. 33. Литофизы из шарового игниспумита. Наземный комплекс, трахириолитовая серия, правобережье р. Талды-Базар, гора Баспан
1 — видна свободная внутренняя полость литофизы; 2 — внутренняя полость выполнена гидроокислами железа и марганца

шары образовались в процессе охлаждения и раскристаллизации флюидальной лавы. Для таких образований, по мнению автора, следует сохранить название "литофиза" (Заварицкий, 1961).

Изучение пространственного размещения шаровых образований позволяет установить, что они локализуются в центральных частях вулканов вместе с другими прижерловыми фациями.

Своеобразие игниспумитов заключается в том, что они представляли собой насыщенные летучими компонентами пенные лавы, которые в связи с этим, несмотря на кислый состав, обладали большой подвижностью. В игниспумитах особенно ярко проявилась тенденция риолитового расплава к сферолитовой раскристаллизации. Характер этой кристаллизации определялся внутренними динамическими условиями лавы. Это доказывается тем, что в двигавшемся потоке риолитового пенного расплава образовывалась тонкая флюидальность. В стабильной, недвижущейся лаве возникали условия, благоприятные для роста крупных сферолитовых образований. Такие условия возникали дважды: во-первых, в жерле вулкана до извержения, когда формировались сферолиты, и, во-вторых, после извержения, в остановившемся потоке, когда образовывались литофизы. Как уже отме-

чалось, игниспумиты локализуются вблизи Центров извержений и участвуют в сложении вулканических построек. Они широко развиты в Нарынском, Баспанском и Бугазском вулканах и их окрестностях. Лишь единичные наиболее протяженные потоки игниспумитов выходят за пределы вулканических построек.

ИГНИМБРИТЫ

Термин "игнимбриты", как известно, был впервые предложен П. Маршаллом (Marshall, 1932, 1935) для обозначения сваренных риолитовых туфов Новой Зеландии, покрывающих на Северном острове площадь 2500 км². Впоследствии он потерял свой первоначальный смысл и стал употребляться для обозначения самых различных пород, образованных как игнимбритовыми извержениями, так и палящими тучами. В связи с этим некоторые геологи предложили совсем отказаться от этого термина, заменив его другим, например, "поточным туфом" (Смит, 1963; Росс, Смит, 1963).

Однако термин "игнимбрит" широко вошел в литературу, и автор присоединяется к мнению тех, кто считает необходимым сохранить это название (Милановский, Корановский, 1961, 1963, 1964), но не для какой-либо отдельной породы, а для всей группы пород, образованных игнимбритовыми извержениями (Влодавец, 1961, 1962, 1964). В такой интерпретации этот термин приобретает генетический смысл, аналогичный тому, в котором употребляется, например, "эффузив".

Среди девонских вулканитов Тарбагатай игнимбриты развиты широко. Это очень характерные образования, определяющие в значительной мере специфику литологии среднедевонских отложений.

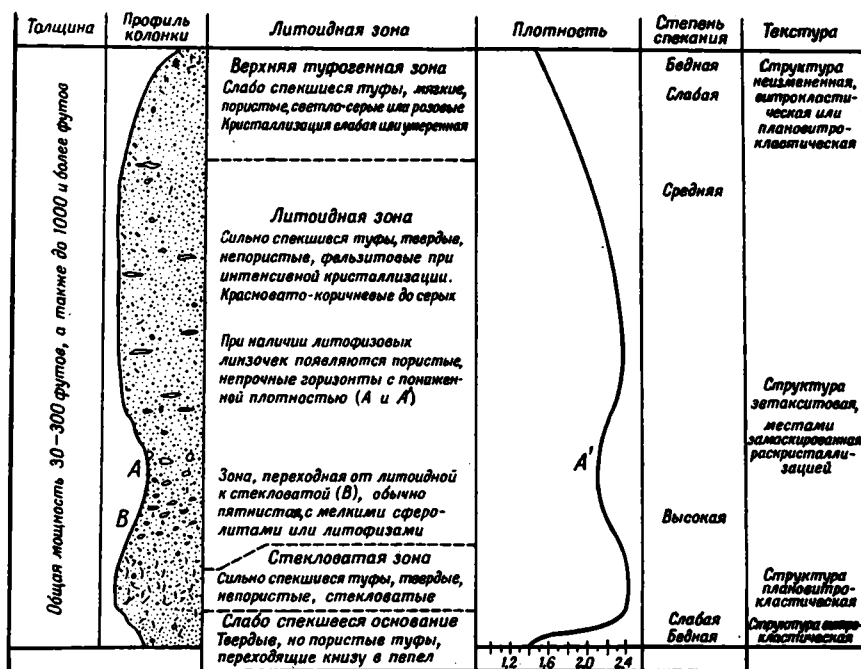
Специально девонские игнимбриты Тарбагатай еще никем не изучались, а при геологических съемках определялись либо как эффузивы, либо как туфы. В результате литологического изучения этих образований автору все же удалось установить их игнимбритовую природу, а также выявить некоторые характерные черты их строения.

Игнимбриты обычно образуют скальные выходы со столбчатой отдельностью и хорошо прослеживаются на значительные расстояния. Внешне это очень характерные породы, отличающиеся разнообразной, часто яркой окраской (черной, коричневой, лиловой, красной, розовой, белой, серой) и целым рядом текстурно-структурных особенностей, по которым среди них различается несколько разновидностей: лавоподобные игнимбриты, сваренные и спекшиеся туфы. Залегают игнимбриты в виде покровов (или потоков), сложенных либо одной, либо несколькими из перечисленных разновидностей пород, в связи с чем выделяются: 1) гетеролитные игнимбриты и 2) негетеролитные игнимбриты.

Гетеролитные игнимбриты

На неоднородность, гетеролитность строения крупных игнимбритовых покровов указывали многие геологи (Стейнер, 1963; Энлоус, 1963; Ван Беммелен, 1963; Mansfield, Ross, 1935; Gilbert, 1938). Р. Мартин (1963; Martin, 1957), изучавший игнимбриты в Новой Зеландии и в США, выделял в их покровах четыре зоны (фиг. 34). Отмеченная Р. Мартином закономерность строения крупных игнимбритовых покровов Новой Зеландии и США хорошо проявлена также и в Тарбагатае. Ниже приводится обобщенный разрез гетеролитных игнимбритов Тарбагатай.

Базальный слабо спекшийся туф удалось изучить лишь в одном покрове гетеролитных игнимбритов, залегающих в основании трахириолитовой серии в горах Акташ. Это светло-серый кристаллоаповитрокластический среднезернистый туф, содержащий отдельные угловатые обломки до 0,5 – 1,5 см серого фельзита, количество которых увеличивается в верхней части слоя. Лишь изредка в шлифах туфа можно отметить неравномерное слабое спекание. Мощность слоя 50 – 60 см. В большинстве изученных игнимбритовых покровов Тарбагатай это слабо спекшееся основание отсутствует. Отсутствие такого базального слоя отмечалось также Г. Энлоусом (1963) и Р. Мартином (1963) в некоторых гетеролитных игнимбритовых покровах США и Новой Зеландии.

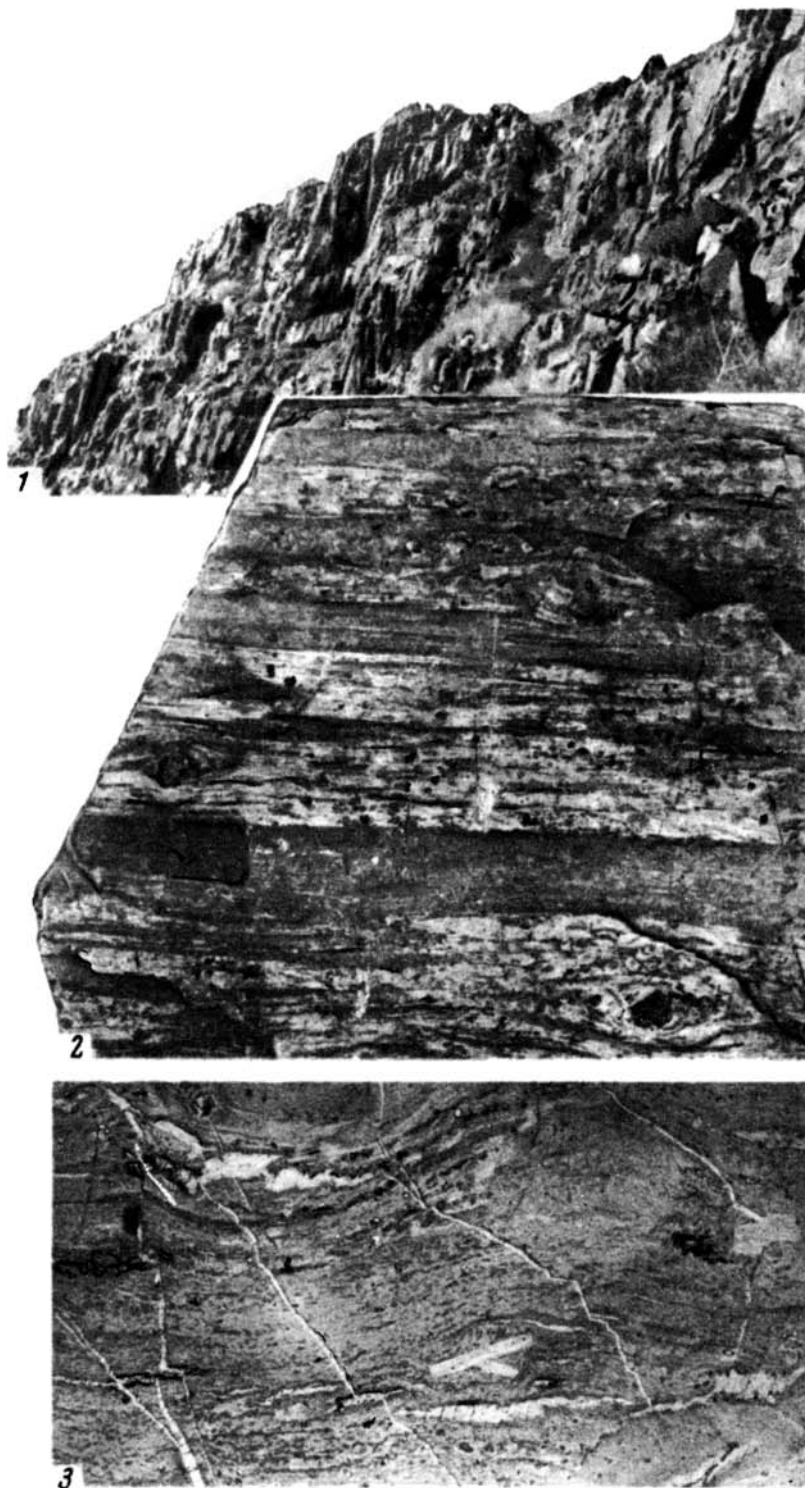


Фиг. 34. Строение покровов типичных гетеролитных игнимбритов (Мартин, 1963, стр. 548)

Р. Мартин считает, что это указывает либо на высокую температуру игнимбритовых отложений, либо на холодную поверхность, которую они перекрывали. П. Маршалл (Marschall, 1935) рассматривал прослои тонкого "песка", залегающие в основании игнимбритов, как отложения, образовавшиеся в результате быстрого охлаждения материала игнимбритовой тучи при соприкосновении с воздухом или с землей.

Лавоподобные игнимбриты залегают над базальными слабо спекшимися туфами; эти игнимбриты слагают стекловатую зону (по Мартину); контакт между обеими разновидностями пород обычно довольно резкий. Так как в большинстве случаев базальные слабо спекшиеся туфы отсутствуют, то в основании большинства покровов Тарбагатай залегают лавоподобные игнимбриты (фиг. 35). Внешне это темные, коричнево- и серовато-лиловые, иногда почти черные стекловатые лавоподобные породы, среди которых выделяются тонкофлюидальные и полосчатые разновидности. В тонкофлюидальных лавоподобных игнимбритах флюидальность прямолинейная, параллельная плоскости напластования. Следует сразу отметить, что ни в одном игнимбритовом покрове не была встречена флюидальность со сложным рисунком, характерная для игниспумитов. В разрезе флюидальность выражена тонкими прерывающимися полосками длиной от 1–2 до 20–40 см и толщиной от долей миллиметра до 1–2 мм; полосы расположены на расстоянии от 0,5–1 до 4–5 см. Они огибают кристаллы плагиоклаза и прогибаются под тяжестью залегающих выше мелких обломочков. В полосчатых лавоподобных игнимбритах полосы особенно хорошо видны на выветрелой поверхности и плохо различимы в свежем сколе. Их длина достигает иногда 2–3 м, а толщина редко превышает 1 см. С краев полосы расщеплены, что, видимо, указывает на их пемзовую природу. Залегающие над полосками мелкие обломки продавливают их своей тяжестью (фиг. 35, 2).

Под микроскопом устанавливается, что лавоподобные игнимбриты обладают микрофелзитовой и, реже, микросферолитовой структурами. В наиболее сильно сплавленных игнимбритах не удается обнаружить даже реликтов первичной кластической структуры основной массы. Реликтовая зетакситовая структура появляется при переходе к залегающему выше сваренному туфу. В небольшом количестве обычно присутствуют кристаллокласты кислого



Фиг. 35. Гетеролитные игнимбриты (трахириолитовая серия, горы Актас)

1 — характер выходов игнимбритов черных кварцевых порфиров; 2 — полосчатый сваренный туф с псевдофлюидальной текстурой; мы видим темные полосы пемзы с характерными для нее расщепленными концами; нат. вел.; 3 — лавоподобный игнимбрит; сильное сваривание и сдавливание привело к уничтожению кластической структуры; шлиф, увел. 7,5, без анализатора

плагиоклаза и, значительно реже, кварца и нерешетчатого калиевого полевого шпата. Иногда кристаллы сильно корродированы. К. Жильберт (Gilbert, 1938) считает, что подобные породы стекловатой зоны образуются в мощных покровах особенно горячих игнимбритов, когда отдельные фрагменты раскаленного стекла под воздействием высокой температуры и давления сваривались в монолитную прочную стекловатую массу, а последующая девитрификация окончательно уничтожила остатки кластической структуры и пемзовой текстуры.

Сваренные туфы составляют литоидную зону (по Р. Мартину) игнимбритовых покровов. Эти туфы залегают над лавоподобными игнимбритами, с которыми они связаны постепенным переходом. В тех покровах, в которых отсутствуют игнимбриты первых двух зон, сваренные туфы залегают в основании. Они отличаются особенно большим разнообразием, что вызвано широкими вариациями в составе и количественных соотношениях их главных компонентов: основной массы, кристаллокластов, фьямме и литокластов. Облик породы при этом определяется степенью сваренности витрических фрагментов основной массы, а также количеством и соотношением фьямме и обломков. Характерные черты строения компонентов сваренных туфов следующие.

Основная масса, составляющая обычно более 80% площади шлифа, представлена в различной степени сваренными витрическими фрагментами. В наиболее сильно сваренных разностях устанавливается характерная эвтакситовая структура. При этом витрические фрагменты в значительной степени теряют свою первоначальную форму, сильно растягиваются, уплощаются и располагаются субпараллельно. Обычно у них хорошо видна пластическая деформация, выражающаяся в приспособлении фрагментов друг к другу и к кристаллокластам, которые они огибают (фиг. 36, 1). Форма витрических фрагментов часто подчеркивается скоплением рудной пыли по их краям. Раскристаллизация витрического материала проявляется в развитии гребенчатых структур (фиг. 36, 2) и в образовании тонких каемок по контурам фрагментов.

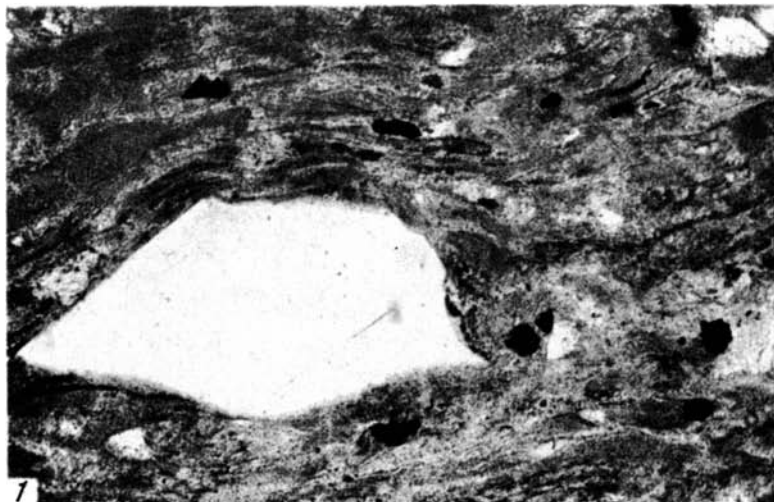
В туфах, сваренных слабее, эвтакситовая структура выражена менее четко. Витрические фрагменты иногда сохраняют свою форму, хотя во многих еще заметна пластическая деформация, которая выражается в некотором сдавливании витрических черепков, в результате чего они приобретают характерную Y-образную форму.

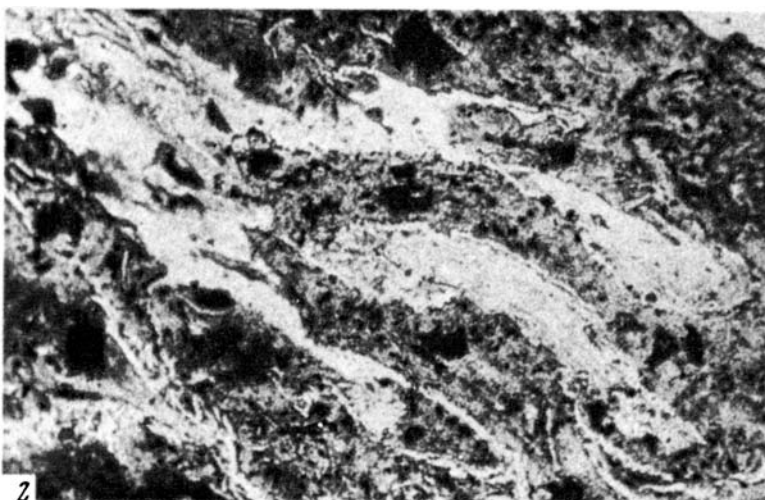
Кристаллокласты присутствуют в небольшом количестве. Обычно это единичные обломки, представленные кварцем, альбит-олигоклазом (№ 10—15), олигоклазом (№ 20—25) и нерешетчатым калиевым полевым шпатом; последний особенно характерен для игнимбритов трахириолитовой серии. Кристаллокласты обычно корродированы или разбиты трещинами.

Фьямме составляют до 15—20, а иногда до 40—50% породы (фиг. 37, 1, 2). Они в различной степени уплощены, а в некоторых покровах превращены в тонкие сильно вытянутые линзочки длиной 0,5—20 см. В срезах, параллельных плоскости напластования, они имеют вид лепешек. С краев фьямме обычно расщеплены; так же, как и "полоски" из лавоподобного игнимбрита, они представляют собой фрагменты пемзы. Фьямме состоят из сильно девитрифицированного стекла, в котором пемзовая текстура обычно отсутствует. Иногда фьямме сильно изменены, и по ним интенсивно развиваются такие вторичные минералы, как серицит, кварц. В некоторых покровах характер изменений во фьямме (развитие хлорита, эпидота и лейкоксена) позволяет предполагать, что фьямме были сложены лавой более основного состава. В одном из игнимбритовых покровов трахирио-

Фиг. 36. Сваренный туф с эвтакситовой структурой

1 — сильно сваренные витрические фрагменты огибают оплавленный кристалл кварца; шлиф, увел. 100, без анализатора; 2 — раскристаллизация проявлена с образованием гребенчатой структуры около кристаллокластов и каемок тонкого недиагностируемого материала около витрокластов; шлиф, увел. 100, без анализатора; 3 — то же, с анализатором →





Фиг. 37. Микроструктура игнимбритов

1 — лапоподобный игнимбрит состоит из мелких фьямме; шлиф, увел. 7,5, без анализатора; 2 — сильно сваренный туф; видны растянутые фрагменты пемзы; шлиф, увел. 100, без анализатора; 3 — слабо спекшийся туф; видны и недеформированные витрические черепки; шлиф, увел. 100, без анализатора

литовой серии в горах Акташ были отмечены фьямме, образованные сильно измененной породой, в которой все же удается распознать структуру основной массы, характерную для дацитового или андезитового порфирита.

Литокласты присутствуют в сваренных туфах в сравнительно небольшом количестве; их размер редко превышает 1–2 см; форма разнообразная — угловатая, в различной степени округленная (оплавленная), с рваными краями, неправильная. Большинство из обломков представлено фельзитами; в некоторых покровах встречаются также фрагменты дацитовых порфиритов.

Слабо спекшиеся туфы составляют (по Р. Мартину) верхнюю туфогенную зону. Они завершают разрез покровов гетеролитных игнимбритов и, кроме того, составляют их периферические части, отложившиеся, видимо, из окраинных, наиболее остывших частей игнимбритовых туч. Самые верхние части покровов, характеризующиеся большой пористостью и слабым спеканием фрагментов, носят название силларов. Последние довольно редко сохраняются, поэтому, видимо, для многих изученных покровов они не были установлены. В тех же случаях, когда удавалось их наблюдать, они представляли собой обломочный слабо спекшийся туф (фиг. 37, 3) ярко-красный или розовый, обычно с большим количеством пустот, выполненных по стенкам щеточками гидротермальных минералов и заполненных охрами.

Обломки не сортированы; их размер редко превышает 10–15 см; характерны обломки угловатые, остроугольные, с рваными краями (фиг. 38) и оплавленные. Чаще всего обломки представлены розовыми и красными фельзитами. Сравнительно редко встречаются фрагменты дацитовых порфиритов.

Связующая масса, сильно варьирующая по количеству, представляет собой слабо спекшийся кристаллоаповитрокластический туф. Для этой зоны эвтакситовые структуры не характерны, и витрические фрагменты хорошо сохраняют первоначальную форму рогулек и располагаются беспорядочно, без ориентировки. Лишь изредка в них наблюдается некоторая деформация, указывающая на слабое спекание в этой зоне. Пространство между витрическими черепками сильно затемнено железистыми соединениями, количество которых может быть значительным. Кристаллокласты отмечаются в несколько большем количестве, чем для нижележащих зон. Они представлены теми же минералами: альбит-олигоклазом, олигоклазом, кварцем, нерешетчатым калиевым полевым шпатом и довольно редко андезином.

Для верхней зоны характерны следы интенсивных пневматолитовых и гидротермальных процессов, которые, видимо, можно связать с вторичными фумаролами. Эти процессы приводят к перераспределению некоторых химических элементов. В этом отношении интересны марганецсодержащие игнимбриты Нарынского вулкана; содержание MnO в верхней части одного из таких покровов достигает 2,71%.

* * *

В разрезе игнимбриты залегают, как уже отмечалось, в виде покровов, перекрывающих иногда большие площади. Например, розовые марганецсодержащие игнимбриты риолитовой серии в горах Акташ прослеживаются более чем на 30 км (от левобережья р. Карабуги до гор Жылытау). Мощности игнимбритовых покровов сильно варьируют (от нескольких метров до 40–50 м), что безусловно связано с неровностями вулканического рельефа, который ими перекрывался. В некоторых случаях, кроме того, устанавливается связь с синхронными тектоническими нарушениями, возможно, с образованием вулканотектонических депрессий. Так, покров черного игнимбрита, развитый в пределах Нарынского вулкана (риолитовая серия), в отличие от других гетеролитных игнимбритов, характеризуется локальностью развития; при этом устанавливается, что на северо-западе границей его распространения служил разлом. По одну сторону от этого разлома (к юго-западу) черные игнимбриты, залегающие на игниспумитах, достигают мощности более 300 м; они перекрываются розовым марганецсодержащим игнимбритом мощностью до 40–50 м. По другую сторону от разлома (к северо-востоку) черные



Фиг. 38. Спекшийся туф. Наземный комплекс, риолитовая серия, горы Актас

игнимбриты совершенно отсутствуют, и розовый игнимбрит, мощность которого сокращается до 3–5 м, ложится непосредственно на подстилающие игниспумиты. По-видимому, в данном случае распространение игнимбритов контролировалось разломом, по которому, возможно, происходило проседание вулканической постройки.

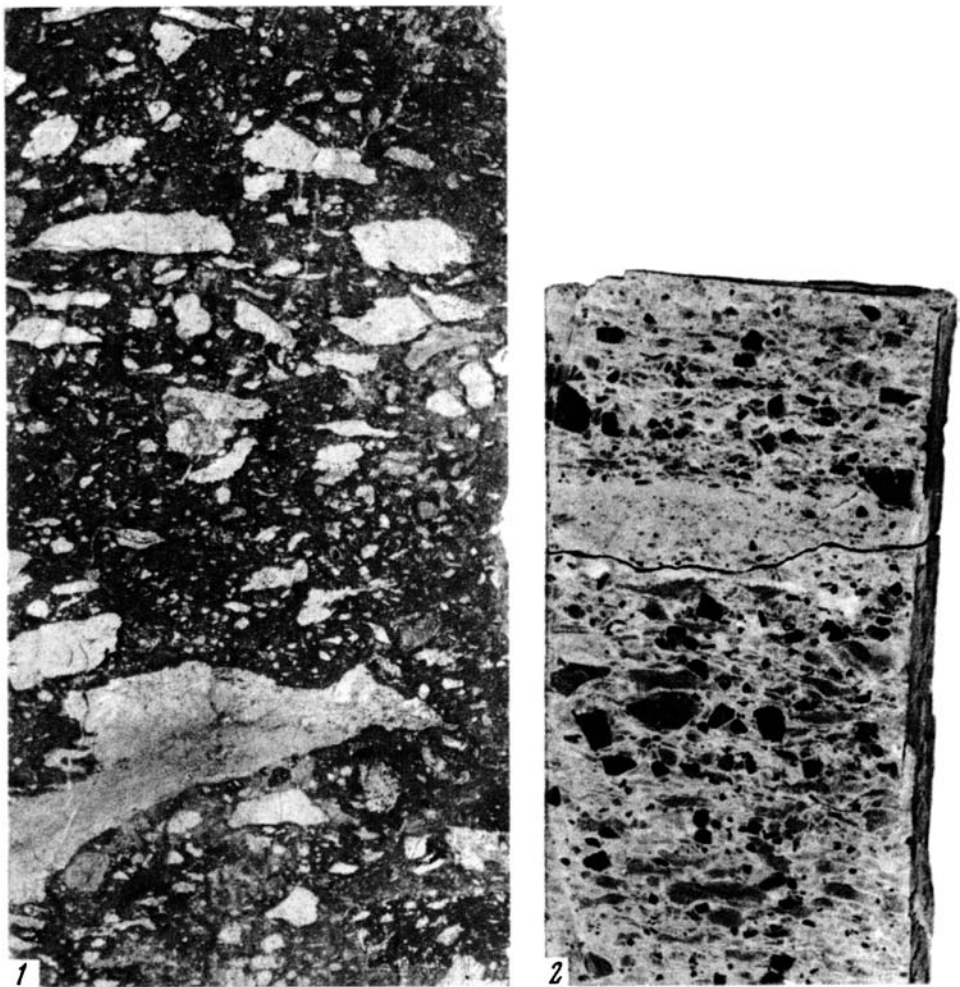
Негетеролитные игнимбриты

Негетеролитные игнимбриты развиты широко. Внешне они похожи на рассмотренные выше гетеролитные игнимбриты. Однако целый ряд особенностей строения и их связь с экструзивными куполами делают необходимым выделить их в самостоятельный генетический тип.

В негетеролитных игнимбритах отсутствует (или проявлена очень слабо) вертикальная дифференциация, в связи с чем они характеризуются относительной простотой строения и однородностью. Их покровы обычно сложены какой-либо одной разновидностью сваренных или спекшихся туфов; лавоподобные игнимбриты и силлары встречаются очень редко. Сваренные и спекшиеся туфы отличаются большим разнообразием преимущественно за счет вариаций в составе и количественных соотношений их главных компонентов: основной массы, кристаллокластов, литокластов и фьямме.

Основная масса сваренных туфов состоит из витрических фрагментов, для которых во многих случаях характерна высокая степень спекания с образованием отлично выраженной эвтакситовой структуры.

Кристаллокласты довольно сильно варьируют как по количеству, так и по составу, отражая минералогические особенности пород тех экструзивных куполов, с которыми они



Фиг. 39. Фьямме в сваренных и субаквальных туфах

1 — сваренный туф с частично расплавленными фьяммеобразными обломками; нат. вел.; наземный комплекс, трахириолитовая серия, горы Актас; 2 — литоапелитокластический туф; витрические фрагменты имеют характерную фьяммеобразную форму; нат. вел.; наземный комплекс, трахириолитовая серия, горы Актас

связаны. Так, например, игнимбриты купола Шакенын-Кызыл содержат очень небольшое количество кристаллокластов, представленных сильно корродированным альбит-олигоклазом и, редко, кварцем, а игнимбриты куполов кварцевых порфиров в горах Актас, напротив, содержат довольно большое количество кварца и калиевого полевого шпата, а плагиоклаз в них встречается редко.

Литокласты являются характерным компонентом рассматриваемых игнимбритов. Состав литокластов (обломки фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров или ортопорфиров) находится в связи с составом пород, слагающих экструзивные купола. Они редко превышают 1–2 см. По форме выделяются угловатые обломки, которые в большинстве случаев сильно вплавлены в основную массу и не имеют с ней четких границ, оплавленные обломки округленной формы, а также обломки, частично расплавленные и в различной степени деформированные, в результате чего они приобретают фьяммеобразную форму (фиг. 39, 1) либо имеют оттянутые по течению "хвосты". Следует сразу же отметить, что в каждом из покровов негетеролитных игнимбритов преобладают (или да-

же являются единственными) обломки какой-либо одной разновидности. Эта особенность строения негетеролитных игнимбритов находится, видимо, в прямой связи с температурой, при которой они формировались.

Фьямме отмечаются почти во всех покровах: их размер обычно не превышает 5 см; более крупные встречаются редко. Форма их линзовидная, с расщепленными концами; уплощены они относительно мало.

Негетеролитные игнимбриты залегают в виде небольших покровов или потоков. Их мощность варьирует от долей метра до 2–3 м и редко превышает 10–15 м. Протяженность покровов тоже невелика – 1–2 км, поэтому они естественно тяготеют к центрам извержений. Обычно негетеролитные игнимбриты встречаются в окрестностях экструзивных куполов, с которыми они связаны генетически. Эта связь доказывается не только их локализацией и иногда наблюдаемыми переходами от эффузивов куполов к игнимбритам покровов, но также сходством их минерального и петрографического составов.

Для негетеролитных игнимбритов характерна высокая степень сваривания витрических фрагментов и отлично проявленная эвтакситовая структура. Поскольку мощность покровов рассматриваемых игнимбритов невелика, давлением вышележащих масс можно пренебречь, поэтому единственным фактором, обусловившим сильное спекание, остается, таким образом, температура. Наличие очень высокой температуры доказывается также тем, что обломки твердых пород в некоторых покровах не только оплавлены с поверхности, но и в различной степени расплавлены, что явилось причиной их деформации. Приведенные данные говорят о том, что сваривание туфов происходило только под действием высокой температуры без большого давления. С другой стороны, почти полное отсутствие среди негетеролитных игнимбритов лавоподобных разностей свидетельствует о том, что для возникновения последних одной высокой температуры было недостаточно; необходимо было еще и большое давление, которое, естественно, отсутствовало в маломощных покровах негетеролитных игнимбритов.

Таким образом, мнение некоторых геологов относительно того, что сваривание витрических фрагментов в игнимбритовых покровах представляет собой вторичное явление, обусловленное большим давлением вышележащих масс (Росс, Смит, 1963), является не совсем верным. Давление играло большую роль только при полном сваривании раскаленных витрических фрагментов в однородную стекловатую массу лавоподобных игнимбритов.

В сваренных же туфах, как мы видели на примере негетеролитных игнимбритов, спекание происходило только под действием высокой температуры.

* * *

Игнимбритовые извержения на Тарбагатае совершались почти на всех этапах развития девонского вулканизма, хотя размеры их были далеко не одинаковы. Единичные покровы андезито-дацитовых игнимбритов известны среди отложений андезито-базальтовой и базальто-андезито-дацитовой серий по правобережью р. Талды-Базар и в районе горы Сабырбай-Кызыл (Тарбагатайский антиклинорий), а также в горах Акташ (Карабугинский антиклинорий). Однако особенно характерны и широко развиты игнимбриты, связанные с этапами кислого вулканизма. Игнимбритовые извержения происходили многократно и отличались большим разнообразием, в результате чего образовались очень различные по своим признакам породы.

Изучая закономерности пространственного размещения игнимбритов и их связь с фациальной обстановкой, удалось установить строгую приуроченность этих отложений только к эффузивно-пирокластическому (наземному) комплексу. Это обусловлено, видимо, тем, что вещество игнимбритовых извержений, находящееся в состоянии раскаленной суспензии, чутко реагировало на изменения внешней обстановки и на нарушения тех физико-химических условий, которые и определяли специфику игнимбритовых отложений. Поэтому формирование собственно игнимбритов с характерной эвтакситовой структурой в таких больших масштабах могло происходить только в определенных условиях. Большинство исследователей игнимбритов считает, что формирование игнимбритов возможно

только в субаэральной обстановке. К этому выводу пришел и автор. Одним из косвенных доказательств может служить следующий факт. Среди водноотложенных туфов эффузивно-пирокластического комплекса встречаются литопаовитрокластические

туфы, в которых витрические фрагменты имеют характерную для игнимбритовых отложений фьяммеобразную форму (см. фиг. 39, 2). Однако обнаружить в них следы спекания не удалось. Можно предполагать, что такие туфы образовались из материала игнимбритовых извержений, попавших в водный бассейн. Быстрое охлаждение раскаленной суспензии в воде приводило к тому, что витрические фрагменты сохраняли свою характерную для игнимбритов форму линзочек — фьямме.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

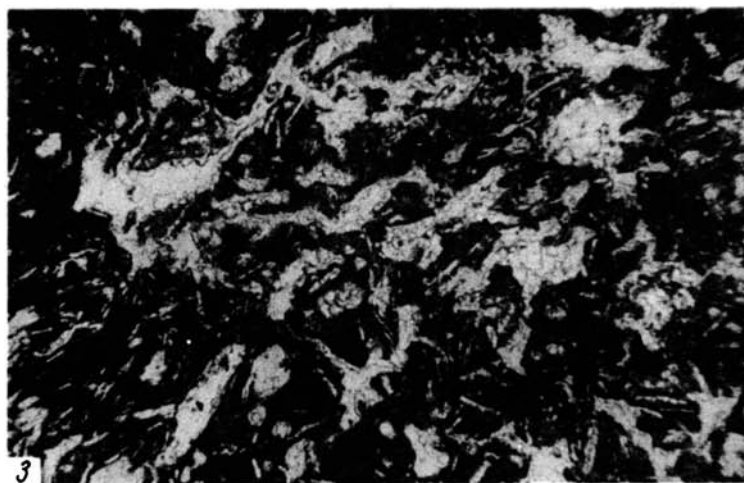
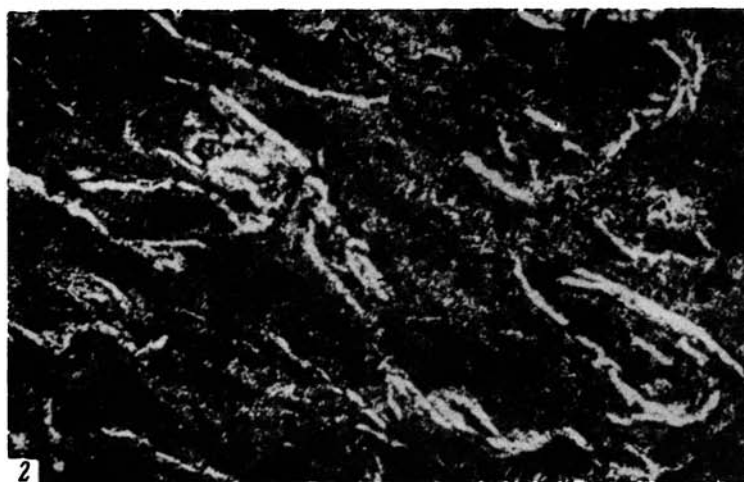
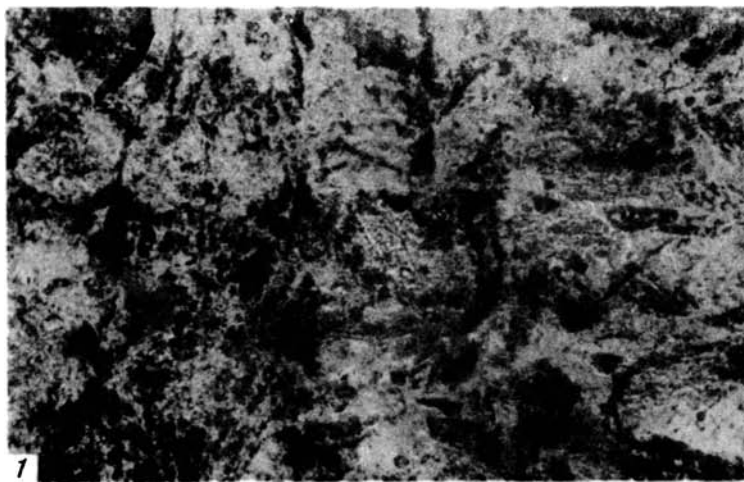
Роль пирокластических пород в строении нижнего среднего девона хр. Тарбагатай очень велика. Эти породы характеризуются большим разнообразием. Они отличаются друг от друга составом, структурами, текстурными особенностями и характером стратификации. Большой диапазон состава вулканических продуктов — от базальтов до трахириолитов — привел к огромному разнообразию пирокластических отложений, в которых к тому же ювенильный и резургентный компоненты находятся в различных количественных соотношениях, образуя богатую гамму пород. Обычно в них преобладает один из компонентов (ювенильный или резургентный), а другой присутствует в виде примеси. Обломки иного состава встречаются относительно редко. Как ювенильный, так и резургентный фрагментарный материал отражает состав вулканических продуктов определенных вулканов, что в ряде случаев дает возможность различать эксплозивные отложения, принадлежащие различным вулканам.

Несколько подробнее остановимся на характере ювенильного материала, к которому относятся витрокласты, лапилли, бомбы и часть кристаллокластов. Поскольку в последних не всегда можно отделить ювенильную составляющую от резургентной, отметим лишь, что они представлены в основном плагиоклазом от альбита до лабрадора, кварцем, часто корродированным, и нерешетчатым калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы встречены не были, однако их выбросы все же имеют место, так как среди отложений прибрежно-морского комплекса были отмечены тефрогенные песчаники, состоящие из окатанных зерен пироксенов и амфиболов, великолепно сохранившихся только в карбонатных конкрециях (см. фиг. 24). В породах же, вмещающих конкреции, эти зерна сильно изменены и не диагностируются. Видимо, их большая неустойчивость в гипергенных условиях и является причиной того, что в туфах они не были встречены.

Витрокласты состоят из довольно разнообразных по форме фрагментов, среди которых различаются черепки, нити (фиг. 40), обломки плотного стекла неправильной и остроугольной формы, обрывки пемзы. Размеры их варьируют от очень мелких пелитовых фрагментов до 1–2, реже 3–5 мм. Витрокласты обычно сильно изменены; по ним либо развивается недиагностируемый очень тонкий криптокристаллический агрегат, либо отмечаются гидрослюдизация, хлоритизация или окварцевание. Это делает невозможным определение состава стекла.

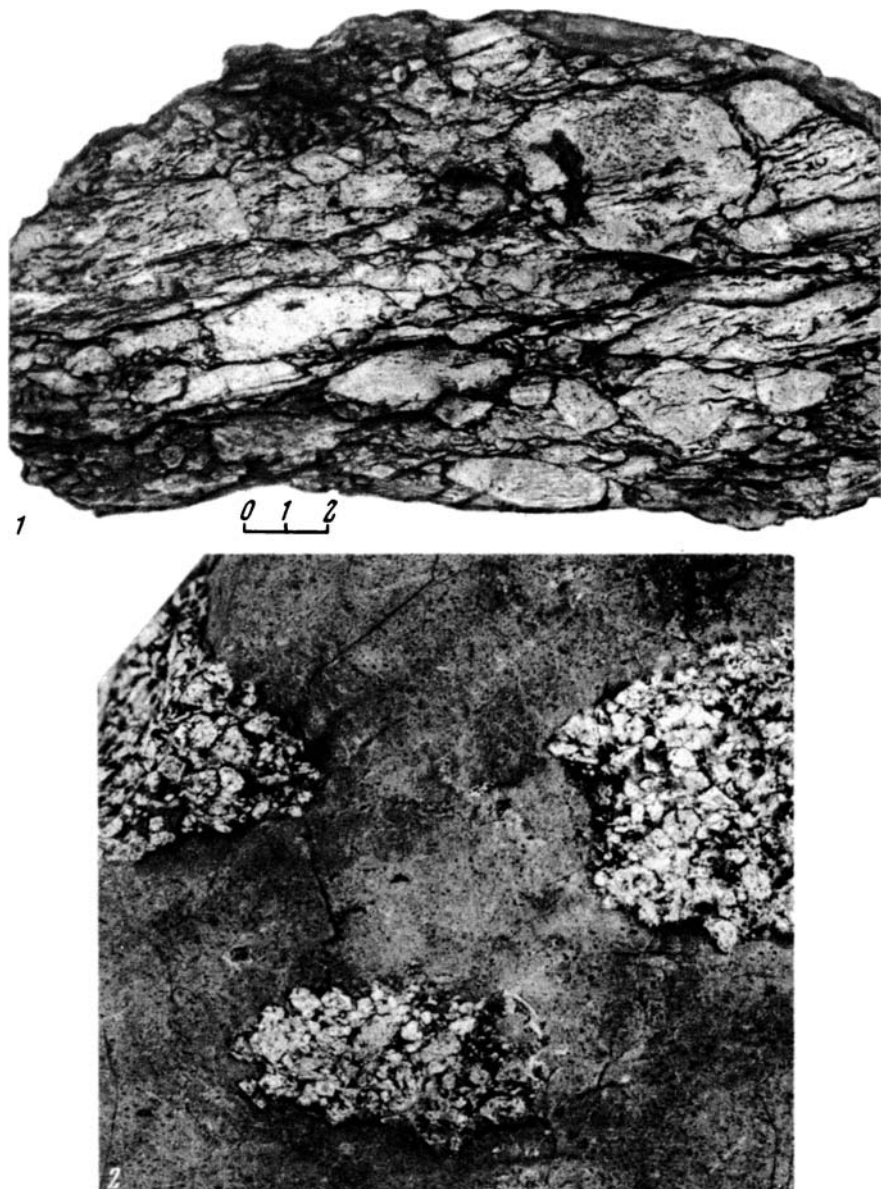
Лапилли и мелкие бомбы развиты в пределах вулканических построек и вблизи них.

Термин "лапилли" взят из итальянского названия гравийных накоплений шлаковых фрагментов около Везувия. Различными авторами он употребляется по-разному. В ряде случаев лапиллями называют мелкообломочный агломератовый материал. Однако чаще лапиллями называют продукты выброса жидкой или полупластичной лавы. Мне представляется это правильным, тем более, что туфы, состоящие из лапиллей, являются довольно распространенным и важным генетическим типом, для которого, безусловно, необходимо самостоятельное "генетическое" название. С другой стороны, в структурных типах вулканогенно-осадочных пород нет никакой необходимости выделять особую "лапиллиевую"



Фиг. 40. Характер витрических фрагментов

1 – витрические черепки; шлиф, увел. 100, с анализатором; 2 – скопление фрагментов стекланных нитей (полностью замещены гидрослюдой); шлиф, увел. 100, с анализатором; 3 – витрические фрагменты неправильной формы; шлиф, увел. 100, с анализатором



Фиг. 41. Бомбы и лапилли

1 — бомбы и лапилли фельзитов из прижерловых образований Бугазского вулкана; наземный комплекс, риолитовая серия, левобережье р. Бугаз; 2 — бомбы сферолитовых фельзитов в туфе; нат. вел.; прибрежно-морской комплекс, правобережье р. Карабуги

фракцию, как это сделано в классификации, предложенной комиссией Первого Всесоюзного вулканологического совещания (1962 г.).

Лапилли риолитовых вулканов представляют собой кусочки светлого, почти белого фельзита, в различной степени окварцованного; они имеют форму довольно правильных шариков или многогранников, иногда уплощенных, размером 1–2, реже 4–5 см (фиг. 41, 1). Лапилли и мелкие бомбы обычно образуют небольшие линзы среди отложений прижерловых фаций, хотя иногда встречаются и на значительном расстоянии от вул-

канов. Так, бомбы сферолитовых риолитов были обнаружены в слое туфа, развитого среди отложений прибрежно-морского комплекса (фиг. 41, 2).

Удлиненные веретенообразные бомбы дацитовых порфиритов (фиг. 42, 1) размером до 10 см были отмечены к западу от горы Шакены-Кызы, где они образуют полуметровый слой вблизи побочного кратера дацитового вулкана.

Сферические и караваеобразные бомбы дацитовых порфиритов (фиг. 42, 2) развиты в прослое туфа по р. Тебзге. Интересно, что форма бомб здесь находится в прямой зависимости от их размера: бомбы величиной 10–15 см имеют довольно правильную сферическую форму, лишь несколько уплощенную в основании; для более крупных бомб (20–30 см) характерна караваеобразная, сильно уплощенная форма.

В глыбовом агломерате Ргайлинского вулкана были встречены бомбы дацитовых лав, размером от 5 до 30 см, сферические, в различной степени уплощенные и фигурные, представляющие собой фрагменты очень неправильной формы, часто в виде "лохмотьев".

Интересной формы мелкие бомбы (и лапилли) риолитовых фельзитов были отмечены в витрокластическом туфе на Баспанском вулкане; размер их не превышает 5 см, а форма свидетельствует о том, что фрагментировалась очень вязкая лава, которая затем так и сохранила форму разорванных "ключей" (фиг. 42, 3). На том же Баспанском вулкане были встречены бомбы риолитовых фельзитов в виде сильно уплощенных лепешек диаметром 20–25 см и толщиной до 5 см. Их нижняя поверхность неровная, вогнутая; она является слепком с бугорчатой поверхности, образованной ранее упавшими бомбами.

Среди изученных отложений гранулометрические фракции выделены в соответствии с классификацией вулканогенно-обломочных пород, принятой на Тбилисском совещании, состоявшемся в феврале 1968 г.

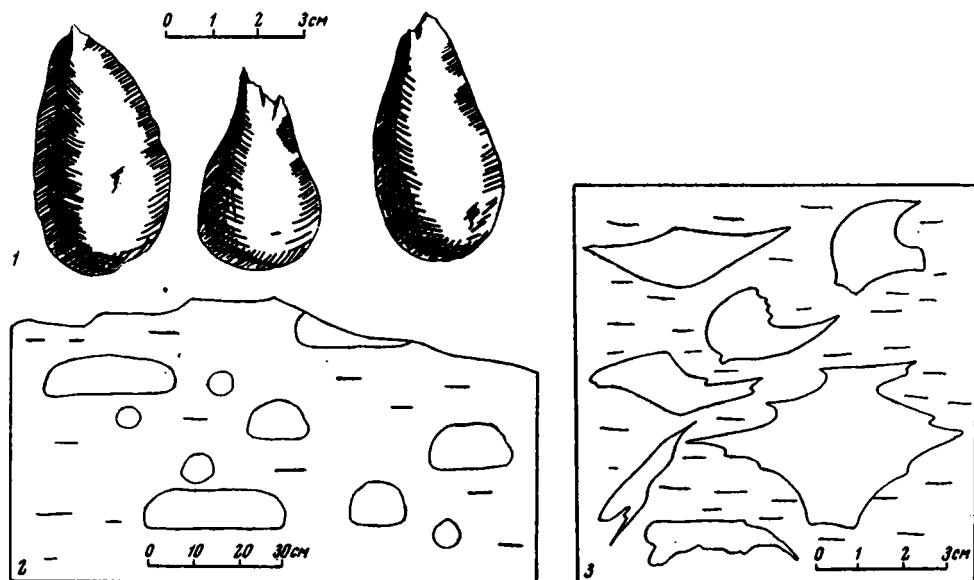
Глыбовые агломераты

Глыбовые агломераты встречались неоднократно, но только в наземном комплексе в пределах вулканических построек. Среди них выделяются гетерогенные и гомогенные брекчии.

Глыбовая гетерогенная брекчия изучена в срезанном эрозией конусе Ргайлинского вулкана. Она состоит из обломков, размер которых варьирует в очень широких пределах, образуя непрерывный ряд от псаммитовых и мелких псефитовых фрагментов, играющих роль связующей массы, до глыб размером 1–1,5 м. Форма обломков неправильная, угловатая, часто с зазубренными краями. Обломочный материал распределен крайне неравномерно, в связи с чем отсутствует какая-либо ориентированность отдельных фрагментов и их сортировка; местами из крупных глыб образуются беспорядочные хаотические нагромождения.

По составу обломочный материал гетерогенный, представлен фрагментами базальтовых, диабазовых, андезитовых порфиритов и их туфов: цвет обломков темно-серый, реже зеленый и темно-лиловый. Обращает на себя внимание сходство состава фрагментарного материала с породами, залегающими непосредственно под ними в основании вулканической постройки. Это позволяет считать, что по происхождению обломочный материал является резургентным. Иногда встречаются также случайные обломки, среди которых наибольший интерес представляют мелкокристаллические диориты и микротиниты. По А. И. Заварицкому (1961), микротиниты являются отторженцами раскристаллизованной лавы магматического очага, вынесенные при извержении вместе с потоком раскаленной лавы; обычно они встречаются вблизи центров извержений. Присутствие обломков микродиоритов указывает на большую силу эксплозий, в результате которых были выброшены фрагменты даек или более глубоких частей вулканической постройки.

Ювенильный материал в брекчиях представлен описанными выше бомбами лиловых дацитовых порфиритов размером до 30 см и очень разнообразной формы. Бомбы содержат крупные (2–4 мм) вкрапленники плагиоклаза. Интересно отметить, что деятельность Ргай-



Фиг. 42. Бомбы и лапилли

1 — бомбы дацитовых порфиров; наземный комплекс, базальто-андезито-дацитовая серия, р.Талды-Базар; 2—сферические и каравасеобразные бомбы в туфе; прибрежно-морской комплекс, левобережье р. Тебезге; 3—бомбы фельзитов в туфе; нат. вел.; наземный комплекс, трахириолитовая серия, гора Баспан

линского вулкана завершилась излияниями таких же лав лиловых крупнолещистых дацитовых порфиров.

В обнажении брекчия залегает в виде линзы мощностью около 120 м и протяженностью 1—1,5 км. О первоначальной мощности этих накоплений судить трудно, так как от них, видимо, сохранился лишь фрагмент. В целом брекчия массивная и лишь на отдельных участках неясногрубослоистая, с очень нечеткими, прерывающимися слоевыми швами.

Вместе с другими эффузивами и эксплозивными образованиями основного и среднего составов брекчия принимала участие в строении конуса стратовулкана. Такие "хаотические" глыбовые брекчи могут быть отнесены к агломератовым прижерловым отвалам, возникшим при мощных эксплозиях. О прижерловом характере таких брекчий свидетельствует глыбовая структура породы, а также присутствующие в ней довольно крупные бомбы. Резургентный состав обломочного материала позволяет считать, что он образовался в основном из фрагментов взорванного эксплозиями вулканического конуса.

Глыбовая гомогенная брекчия была встречена в пределах вулканической постройки Баспанского вулкана. Она состоит из беспорядочно нагроможденных обломков, наиболее крупные из которых достигают нескольких кубических метров; более мелкие — до псаммитовых — играют роль связующей массы. Форма обломков неправильная, несколько округленная, вероятно, в результате оплавления и угловатая. Обращает на себя внимание однообразие обломочного материала, представленного белым и светло-серым фельзит-порфиром, иногда с мелкими (до 1—1,5 мм) миндалинами, выполненными железистыми охрами.

Однообразный состав обломочного материала брекчи (в то время как для Баспанского вулкана характерно большое разнообразие риолитовых пород) не позволяет считать ее прижерловыми агломератовыми накоплениями, образованными обычными эксплозиями. Скорее всего, гомогенные брекчи возникли либо из раскаленных лавин, либо из пирокла-

тических потоков, либо из палящих туч. Характерными чертами отложений, образованных названными процессами, является однородность состава обломочного материала, его оплавленность, большой диапазон фрагментов по размеру и хаотическая структура, выражающаяся в полном отсутствии слоистости или какой-либо сортировки. Разница между отложениями, образованными этими процессами, заключается в основном в условиях залегания. Отложения раскаленных лавин концентрируются вблизи центров извержения, редко удаляясь от них более чем на 1,5–2 км. Кроме того, они обычно выполняют пониженные участки рельефа. Отложения палящих туч и пирокластических потоков развиты значительно шире: иногда они удалены от центров извержений на десятки километров; к тому же в большинстве случаев эти отложения распространяются таким образом, что рельеф не оказывает на них влияния. Поскольку в данном конкретном случае не представляется возможным выяснить условия залегания гомогенной брекчии Баспанского вулкана, ее генетическая природа остается не совсем ясной.

Агломератовые туфы

Среди отложений наземного комплекса агломератовые туфы распространены широко и отличаются большим разнообразием. Это плотно сцементированные породы, для которых характерна самая различная окраска: одинаково часто встречаются как темные (серые, лиловые), так и яркие пестроцветные разновидности. Структурно агломератовые туфы представляют собой скопление фрагментов размером от 1–2 до 15–25 см в скудной или, наоборот, обильной связующей туфовой массе. Разные гранулометрические фракции сочетаются в слоях в различных соотношениях, образуя множество структурных разновидностей. Форма псефитовых обломков угловатая, с торчащими выступами и с зазубренными краями, остроугольная. В некоторых слоях отмечаются округленные, вероятно, оплавленные обломки. Фрагменты литокластические, резургентные, с небольшой примесью ювенильных пепловых частиц, представленных кристаллокластами, обломками пемзы и витрическими черепками. Вместе с тонко раздробленным литокластическим материалом ювенильные фрагменты образуют в агломератах связующую массу.

По составу обломочного материала агломератовые туфы довольно четко делятся на две группы. К первой относятся агломератовые туфы, сложенные фрагментами преимущественно основных и средних пород. Они приурочены к базальто-андезито-дацитовый серии наземного комплекса и иногда встречаются в андезито-базальтовой серии этого же комплекса. Ко второй группе относятся агломератовые туфы, состоящие из фрагментов кислых пород. Они встречаются главным образом в риолитовой и трахириолитовой сериях.

Агломератовые туфы представляют собой горизонтально наложенные породы. Слоистость в большинстве случаев крупная (1–5 м) и средняя (0,1–1 м). Внутренняя текстура слоев довольно разнообразная. Наиболее распространены массивные агломератовые туфы с хаотической структурой. В мощных слоях обычно наблюдается прямая градиционная сортировка обломочного материала. Такие агломератовые туфы часто завершаются прослоем пеплового туфа. Агломератовые туфы с обратной сортировкой встречаются довольно редко. Они образовались, видимо, в результате эксплозий с нарастающей силой взрыва.

Особо следует остановиться на агломератовом туфе, великолепное обнажение которого было встречено среди отложений трахириолитовой серии в горах Актас (Карабугинский антиклинорий; см. фиг. 21). Агломератовый туф слагает в обнажении линзу мощностью 60–80 м и протяженностью около 1,5–2 км. В целом для линзы устанавливается прямая сортировка обломочного материала и дифференциация состава связующей массы, в результате которой вверх по разрезу отмечается увеличение роли ювенильного кристалловитрокластического компонента. По простиранию линза выклинивается; при этом крупнообломочные фракции сменяются более мелкими, вплоть до грубозернистых туфов. Среди обломков наблюдается довольно большое количество оплавленных. В псе-

фитовых фрагментах зона закаливания устанавливается по изменению цвета на его внешнем краю. В более мелких псаммитовых фрагментах следы оплавления обнаруживаются под микроскопом; обычно они выражаются в другом характере раскристаллизации его края. Такие агломератовые туфы образовались, видимо, в результате направленного взрыва, при котором основная масса наиболее крупнообломочного материала отложилась полосой по направлению взрыва.

Агломератовые туфы развиты в наземном комплексе, где они либо слагают отдельные, обычно невыдержанные прослои и линзы, мощностью от долей метра до десятков метров, либо образуют пачки, мощность которых иногда достигает 100—150 м. Агломераты накапливались на больших площадях, в 10—15 км от центра извержений, что свидетельствует об огромной силе взрывов, следовавших один за другим, в результате чего рыхлые агломератовые отложения не успевали размываться и захоронялись под отложениями камнепадов следующих взрывов. Судя по составу обломочного материала, представленного или исключительно резургентными фрагментами, или ими же, но с примесью ювенильного материала, можно сказать, что преобладали ультравулканские и вулканские эксплозии. О наличии последних свидетельствует также тот факт, что агломератовые туфы довольно часто завершались прослоями пеплового туфа. А. Лакруа (Lacroix, 1930) на основании многочисленных наблюдений над современными извержениями указывает, что такое выпадение тонкого пепла вслед за камнепадами характерно для вулканских эксплозий.

Пепловые туфы

Среди вулканокластических пород туфы развиты особенно широко. Они известны в наземном, прибрежно-морском и морском комплексах; их формирование происходило на всех этапах наземного, субаэрального вулканизма. Туфы характеризуются большим разнообразием, отличаясь друг от друга составом, структурой, текстурными чертами, характером стратификации и условиями залегания.

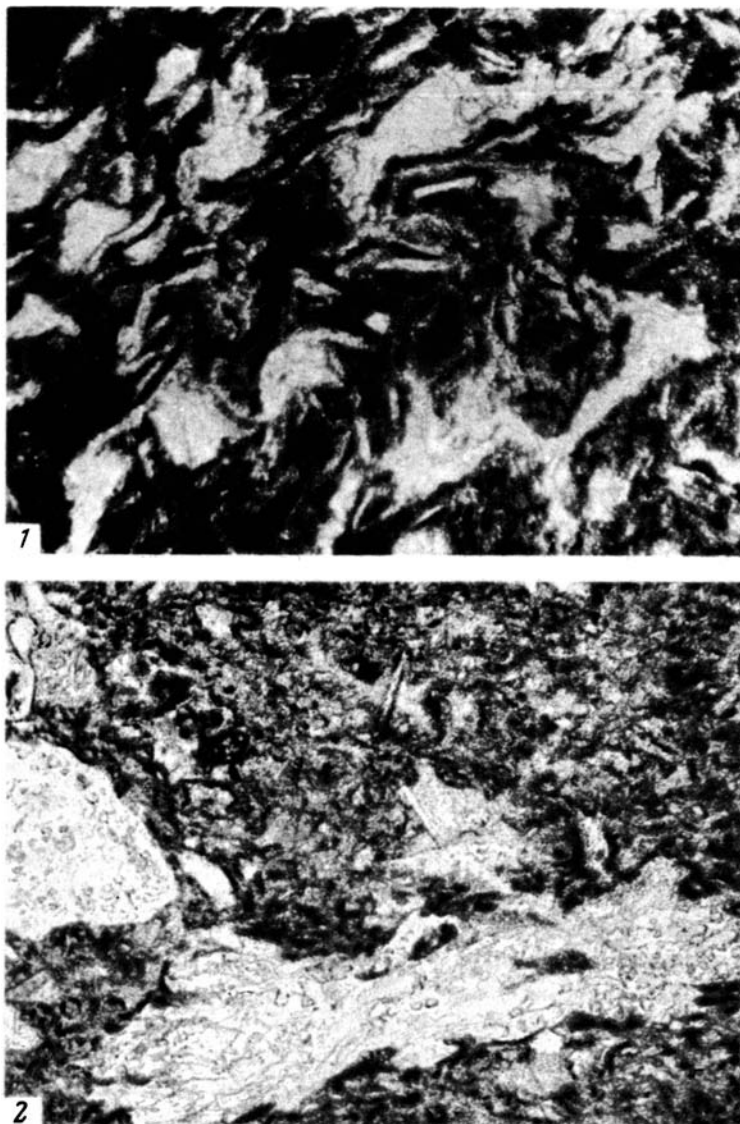
По составу вулканического материала выделяются туфы средние и основные (в большинстве случаев разделить их невозможно), риолитовые и фолитовые (пемзовые) туфы. Пепловые фрагменты в туфах представлены витрокластами, кристаллокластами и литокластами. Туфы состоят либо из одних и тех же компонентов, либо из их сочетаний, в результате чего возникло большое количество петрографических разновидностей, отличающихся преобладанием и характером одного из компонентов.

Размер фрагментов в туфах варьирует от пелитовых до гравийных; в туфовых прослоях иногда встречаются также и мелкие псефитовые обломки, величина которых все же редко превышает 1,5 см. Широким развитием, особенно среди туфов наземного комплекса, пользуется пепловый град (Котова, 1966). По структурно-текстурным признакам и условиям залегания среди туфов выделяется несколько разновидностей, формирование которых, как показал фациальный анализ, происходило в различных палеогеографических условиях. Здесь выделяются туфы субаэральные (воздушноотложенные) и бассейновые (водноотложенные).

Субаэральные туфы

Субаэральные туфы встречаются, естественно, только в наземном комплексе. Они отличаются разнообразными, часто яркими цветами, среди которых наиболее характерны: черный, серый, темно-лиловый, красный, розовый, зеленовато-серый и др.

Говоря об особенностях состава рассматриваемых туфов, следует отметить, что среди них преобладают разнозернистые и грубозернистые породы, представленные литокластическими или кристаллолитокластическими разновидностями. Тонкие витрические туфы встречаются редко (фиг. 43, 1). Таким образом, если основываться только на этих данных, то, как будет показано ниже, можно составить весьма неправильное представление о составе и характере пеплопадов, так как на самом деле количественное соотношение



Фиг. 43. Микроструктура туфов

1 — витрические фрагменты; шлиф, увел. 250, без анализатора; 2 — фрагменты пемзы в витрическом туфе; шлиф, увел. 100, без анализатора

выброшенного тонкого витрического материала и грубого литического было, видимо, обратным.

Субазральные туфы обладают горизонтальной, средней и, реже, крупной слоистостью. Мощность некоторых слоев достигает 3–5 м. Слоистость в субазральных туфах проявлена очень хорошо. Слоевые границы довольно ровные, иногда облекающие. Они хорошо выражены в слоях как различного состава, так и одинакового. Это позволяет сделать вывод о том, что слоистость была обусловлена импульсной подачей пеплового материала.

Среди субазральных туфов по характеру структур и текстурным особенностям выделяется несколько разновидностей.

Наиболее распространены туфы массивные, разномерные и грубомерные, литические или кристаллолитокластические,

иногда с отдельными мелкими агломератовыми обломками. Для них характерно хаотическое расположение обломочного материала и отсутствие какой-либо сортировки. В большинстве случаев именно они обладают максимальными для туфов мощностями (до 3–5 м). Осадок формировался, видимо, из тяжелых пепловых туч, разгрузка которых происходила быстро, и выпадающий плотной массой пепел не сортировался. Среди описываемых туфов массивные хаотические разности развиты особенно широко.

Довольно часто встречаются также слоистые туфы с внутренней слоистостью и слоеватостью. Их мощность обычно достигает 1–1,5 м. Так же, как и массивные туфы, они образованы разнозернистым, преимущественно литическим или кристаллолитокластическим материалом, иногда с мелкими обломками и пепловым градом (см. фиг. 47, 1). Однако в отличие от массивных хаотических туфов слагающий их обломочный материал располагался не беспорядочно: здесь проявлялась определенная тенденция различных гранулометрических фракций к послойному обособлению, в результате чего в туфе и возникла слоистость. Следует подчеркнуть, что слоевые швы между слоями отсутствуют, и границы между ними в большинстве случаев неотчетливые, сменяющие друг друга через зону постепенного перехода. Наиболее характерная мощность слоев 5–15 см. Удлиненные обломки ориентированы по напластованию, что особенно хорошо проявлено в туфах с пепловым градом; следует отметить, что большинство находок пеплового града среди субазальных туфов приурочено к рассматриваемой разновидности (в массивных туфах пепловый град встречен не был). Слоистые разнозернистые туфы возникали, видимо, во время довольно мощных пеплопадов, при которых пепловый материал все же подвергался некоторому влиянию гравитационной золовой дифференциации.

Следующей разновидностью являются туфы с прямой градиционной сортировкой пеплового материала в слоях. Гранулометрически они очень разнообразны — от пелитовых до грубозернистых и разнозернистых. Мощность таких туфов невелика и редко превышает 0,5 м. Еще реже встречаются слоистые туфы с обратной сортировкой обломочного материала. Обычно они представлены грубозернистым туфом, причем вверх по разрезу часто сменяются агломератовым туфом. Их мощность сильно варьирует и может достигать 1–1,5 м. По-видимому, туфы с такой текстурой характерны для пеплопадов с нарастающей силой взрывного процесса.

Бассейновые туфы

Бассейновые туфы образованы из водноотложенного пепла; они широко развиты и встречаются во всех комплексах. Среди них выделяются субаквальные туфы, отложившиеся в пределах вулканической суши в небольших спокойных бассейнах, и морские туфы, сформированные в морском бассейне из пеплопадов наземных извержений.

Субаквальные туфы в наземном комплексе развиты широко. Внешне это довольно однообразные по окраске породы, серые, от темно-серых до почти белых, иногда с зеленоватым или лиловатым оттенком. По характеру фрагментов туфы очень разнообразны; преобладают разнозернистые кристаллолитокластические и пелитовые витрические разности.

Туфы представляют собой горизонтально наслоенные породы с тонкой, мелкой и средней слоистостью; крупная встречается редко. Морфологически слоистость проявлена очень четко. Слойные границы резкие, в разрезе прямолинейные.

Внутренняя текстура слоев разнообразная и находится во взаимосвязи со структурой туфов. Для разнозернистых кристаллолитокластических туфов, образующих слой небольшой мощности (до 10–20 см), характерна прямая градиционная сортировка пеплового материала. Такие туфы часто слагают довольно мощные (несколько десятков метров) ритмичнослоистые пачки. В последних иногда наблюдается чередование туфов с прослоями кремнистой породы, однородной или тонкослоистой. Мощность кремнистых прослоев обычно не превышает нескольких сантиметров.

Слоистые туфы с обратной сортировкой разнозернистого пеплового материала встречаются редко. Такая сортировка наблюдается обычно в кристаллолитокластических туфах, в которых литические фрагменты по размеру немного меньше кристаллокластов плагиоклаза.

Так как основным фактором дифференциации являлся удельный вес, то литические, более тяжелые фрагменты концентрировались в нижней части слоя, а более легкие кристаллокласты, несмотря на большие размеры, концентрировались в верхних частях слоя; иногда кристаллокласты плагиоклаза обособлялись в самостоятельные слойки.

Более мощные (0,1–2 м) слои разнозернистых туфов характеризуются хорошо проявленной мелкой и тонкой слойчатостью. Она обусловлена гранулометрической сортировкой разнозернистого осадка, в результате чего иногда образовывались слойки, обладающие довольно четкими слоевыми границами. Особенно хорошо слойчатость проявлена в тех случаях, когда среди пирокластического материала есть пепловый град, который ее подчеркивает (фиг. 44, 1). Последний в большинстве случаев имеет сферическую или только слегка сплюснутую форму.

Слои тонких витрических туфов обычно отличаются однородным строением. Лишь иногда в них встречаются прослои со знаками взмучивания. Витрический туф обычно сильно разложен; по нему интенсивно развивается либо кремнисто-серицитовый, либо кремнисто-хлорит-лейкоксеновый агрегат с различной по количеству примесью землистого эпидота. Мощность слоев витрических туфов варьирует от 1–2 см до 1–2 м.

В разрезах субаквальные туфы залегают в виде линз, мощность которых весьма различна; от нескольких метров до 100–150 м. Характерными чертами их стратификации являются: полнота осадконакопления, выражающаяся в отсутствии размывов и прочих следов нарушения целостности слоев; четкая горизонтальная слоистость, обусловленная импульсной подачей пеплового материала; ярко выраженная тенденция к послойному обособлению различных гранулометрических фракций, что привело к возникновению четкой слойчатости и градационной сортировки пеплового материала внутри слоев. Такая дифференциация обломочного материала могла произойти только в толще воды.

Благоприятные условия для захоронения пеплового материала в субаквальных условиях явились причиной того, что в разрезах наземного комплекса преобладают именно такие туфы. Их изучение дает возможность составить более правильное представление о характере и составе взрывчатого материала, так как в субаэральных туфах захоронились только мощные накопления наиболее грубых туфов; тонкозернистые и пелитовые туфы размывались особенно интенсивно.

Нетрудно видеть, что структурно-текстурные особенности туфов безусловно отражают специфику механической седиментации пеплового материала в субаквальных условиях спокойных бассейнов, видимо, в озерах.

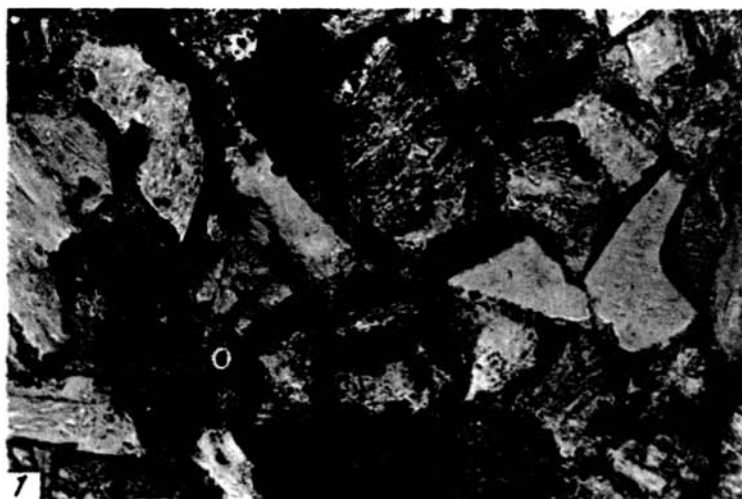
Морские туфы встречаются в морском и, значительно реже, в прибрежно-морском комплексах. Внешне они представляют собой горизонтально-слоистые породы, серые, зеленовато-серые, реже черные. По составу пирокластического материала здесь развиты как средние и основные, так и кислые туфы. В них выделяются две разновидности: тонкие витрические и среднезернистые кристаллолитокластические туфы.

Витрические туфы состоят из очень мелких фрагментов, полностью замещенных вторичными минералами. Среди них присутствуют землистый эпидот, карбонат; рентгеноструктурным анализом установлены гидрослюда и хлорит. Несмотря на сильное вторичное перерождение, реликтовая витрическая структура породы все же сохраняется и бывает хорошо видна под микроскопом при одном никеле. Витрические туфы слагают обычно однородные слои, которые иногда образуют довольно мощные (10–15 м) пачки с тонкой и мелкой горизонтальной слоистостью (от долей сантиметра до 5–10 см). Несмотря на однородный состав, слоистость в таких пачках проявлена хорошо, слоевые границы четкие, прямолинейные. Обусловлена слоистость импульсной подачей однородного материала. В некоторых слоях наблюдаются знаки взмучивания.

Кристаллолитокластические туфы, возможно с примесью витрического материала, представлены двумя разновидностями: 1) туфами, сложенными довольно хорошо отсортированным пепловым материалом с небольшим диапазоном гранулометрических фракций (фиг. 45, 1), и 2) туфами, состоящими из фрагментов, относящихся обычно к двум различным гранулометрическим фракциям (фиг. 45, 2). Более крупная из них представлена кристаллокластами плагиоклаза; в туфах они либо располагаются беспорядочно, либо образуют микрослойки (фиг. 45, 3). Такие микрослойки отмечаются обычно в верхней



Фиг. 44. Характер слоистости в субаквальных туфах и тефрогенных песчаниках
 1 – туф с пепловым градом, хорошо проявлена слойчатость и слоеватость; 2 – пачки ту-
 фов с горизонтальной тонкой слоистостью чередуются с косослоистыми однонаправленны-
 ми сериями тефрогенных песчаников



части туфового слоя. Кристаллолитокластические туфы образуют слои мощностью не больше 25–30 см. В слоях обычно устанавливается прямая градационная сортировка обломочного материала. Обратная сортировка наблюдается в слоях, в которых более крупные кристаллокласты плагиоклаза концентрируются в верхних частях слоя, иногда обособляясь в самостоятельный слой, мощность которого обычно не превышает 1 см (такое же явление было описано выше для субаквальных туфов). Туфы образуют пачки горизонтально-слоистых пород, мощность которых варьирует от десятков сантиметров до 10–15 м. В таких пачках часто отмечается ритмичное строение. Кристаллолитокластические туфы сильно изменены. Вторичные минералы (хлорит, эпидот, карбонат, лейкоксен) особенно интенсивно развиваются по литокластам, витрическим фрагментам и по кристаллам темноцветных минералов.

Характерной особенностью морских туфов является отчетливо проявленная горизонтальная слоистость и хорошая сортировка пеплового материала. Последний к моменту выпадения в море был уже значительно дифференцирован. Дополнительная гранулометрическая и гравитационная сортировка пеплового материала происходила уже в толще воды. Как показал анализ текстур, туфы формировались в более или менее спокойной гидродинамической обстановке, лишь иногда нарушаемой небольшими волнениями (фиг. 46, 1). В одном из прослоев был обнаружен пепловый град (фиг. 46, 2).

Пепловый град

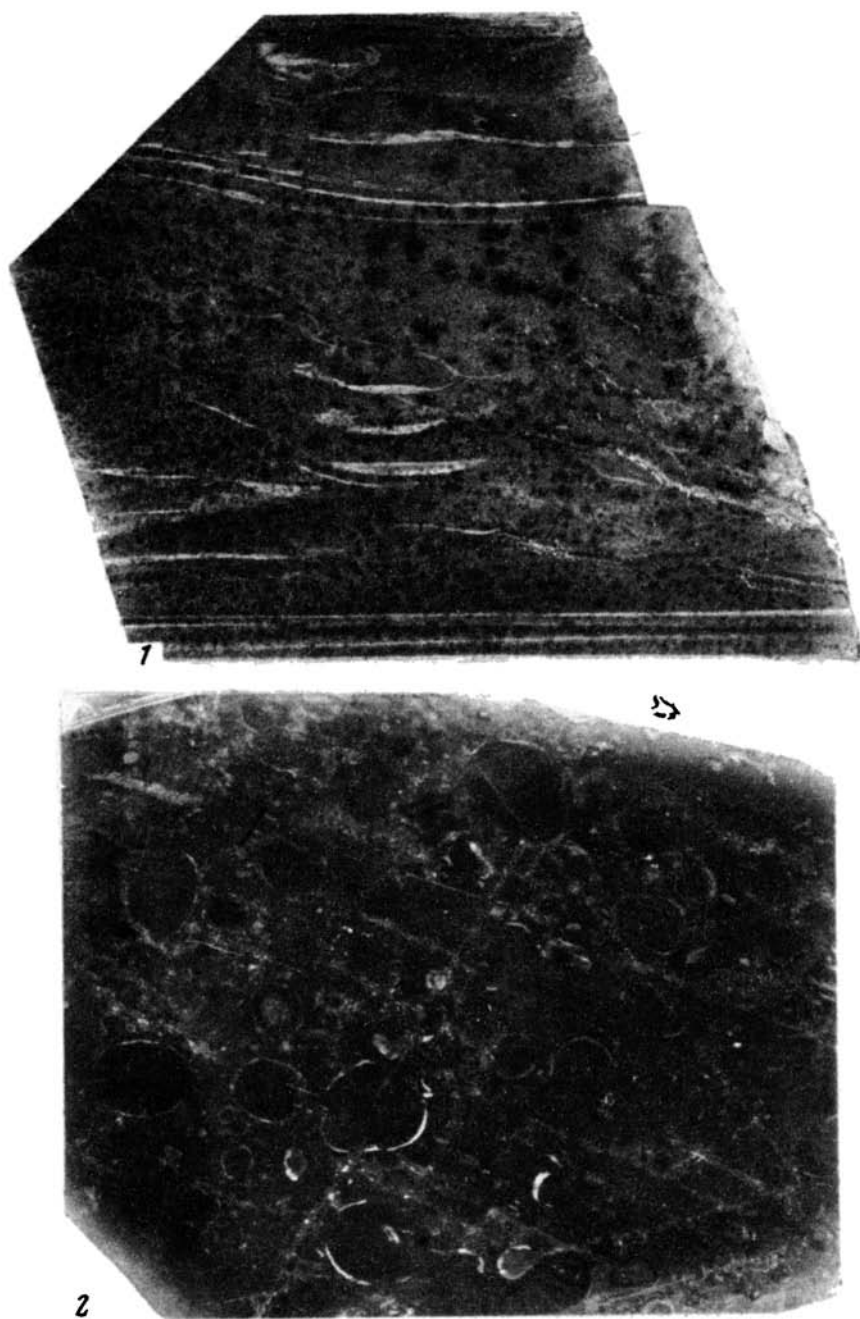
Пепловый град, как показали исследования, является очень характерным образованием в туфах аэральных эксплозий. В детально изученных районах автором было обнаружено девять местонахождений пеплового града. Большинство находок было сделано в туфах наземного комплекса (фиг. 47) и лишь одна из них приурочена к морским туфам.

Пепловый град представляет собой сферические тела шарообразной, чаще эллипсоидальной формы, состоящие из пеплового ядра, окруженного оболочкой тончайшего пепла. Размеры пеплового града из наземных и морских отложений варьируют от 2 до 10–14 мм; иногда встречаются и более крупные. Так, например, пепловый град из пачки субаквальных туфов базальто-андезито-дацитово-серии, развитой в горах Актас, достигает 25–30 мм в диаметре. Следует отметить, что приведенные размеры наиболее характерны и для пеплового града из других районов. Так, Д. Мур и Д. Пек (Moore, Peck, 1962) на основе многочисленных замеров установили, что наибольшие средние диаметры пеплового града из разных районов запада США составляют 2,8; 5,6 и 2,1 мм. В тех же отложениях ими был встречен пепловый град диаметром до 20 мм. Как показали другие исследования, диаметр 20–30 мм не является пределом для пеплового града. Так, Е. Хови (Hovey, 1902) отмечал, что шарики грязи, падавшие с дождем во время извержения Мон-Пеле в 1902 г., достигали в массе 2,4 и даже 6 дюймов (т. е. 61 и даже 152 мм). Т. Джаггар (Jaggard, 1921) и Ф. Перре (Perret, 1924), наблюдавшие извержение Везувия в 1906 г., писали, что шарики грязи достигали размера яйца (50–60 мм).

Соотношение длинной и короткой осей пеплового града из различных местонахождений Тарбагатай почти одинаково и по многочисленным замерам составляет в среднем от 1,5 до 2,2, реже до 2,6; единичные градины имеют соотношение осей, равное 3. Пепловый град из туфов морского комплекса имеет довольно правильную сферическую форму диаметром до 13 мм; лишь некоторые из них немного сплюснуты с соотношением длинной и короткой осей 1:2–1:3. Пепловый град из рассланцованных туфов, раз-

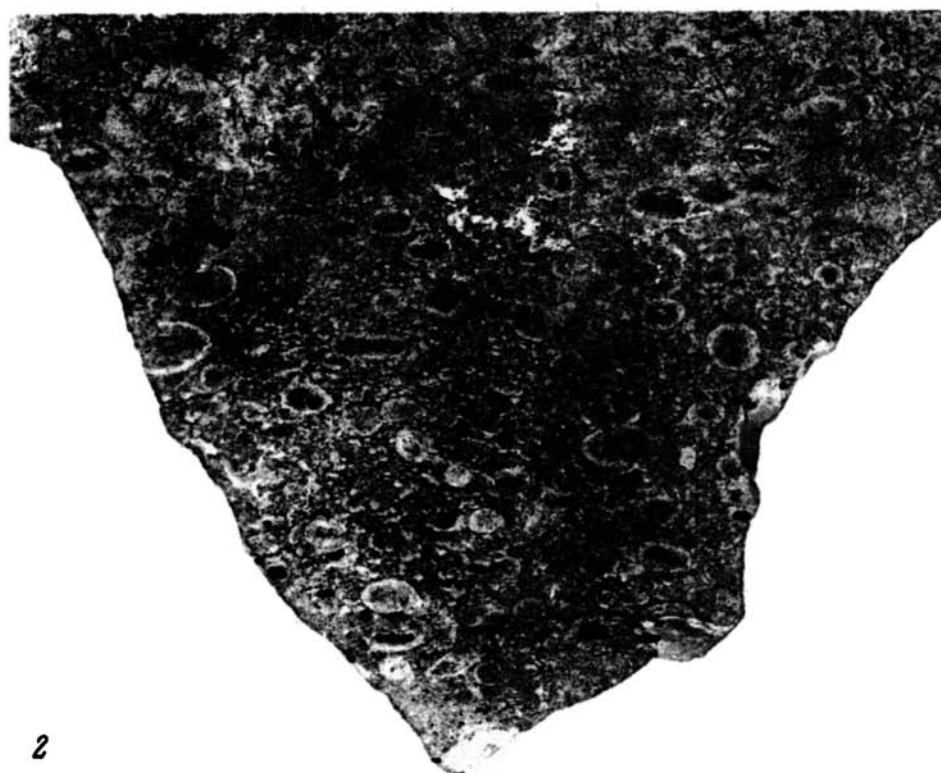
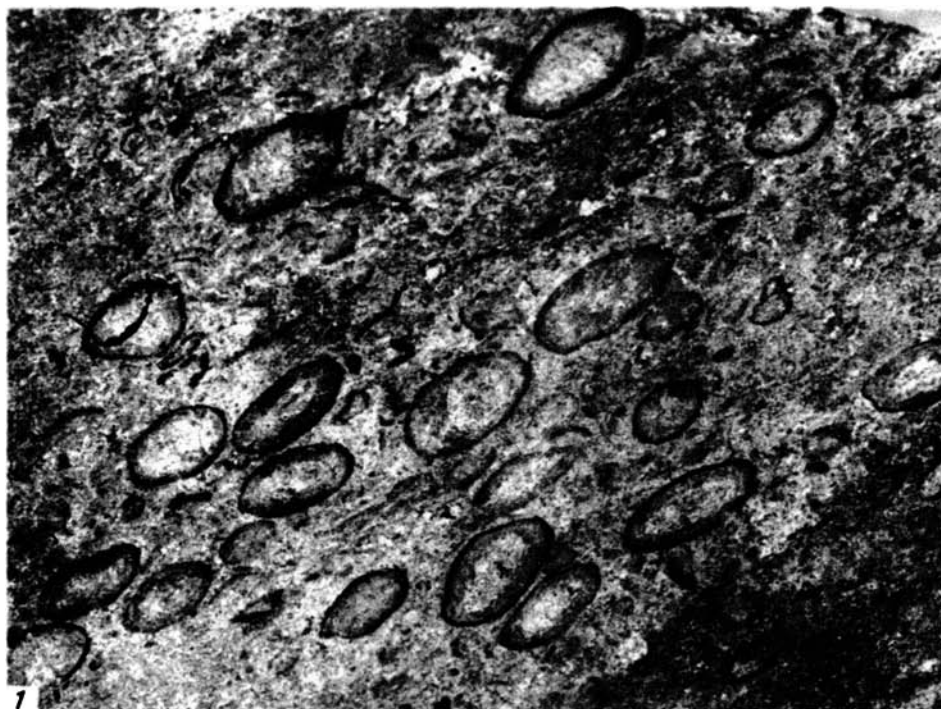
Фиг. 45. Микроструктура морских туфов

1 – кристаллолитокластический туф, хорошо сортированный; шлиф, увел. 250, без анализатора; 2 – кристаллолитокластический туф; обломки относятся к двум гранулометрическим фракциям; шлиф увел. 100, без анализатора; 3 – кристаллолитокластический туф; более крупные обломки кристаллов ориентированы по плоскости напластования и образуют микрослойки; шлиф, увел. 50, без анализатора



Фиг. 46. Некоторые текстуры в морских туфах

1 — волнистая слоистость и знаки взмучивания в витрическом туфе; нат. вел.; морской комплекс; 2 — кристаллопобитрокластический туф с пепловым градом; град довольно правильной сферической формы; нат. вел.; морской комплекс, гора Караджал



Фиг. 47. Пепловый град и его обломки в туфах наземного комплекса
 1 — в туфе хорошо проявлена слоеватость; форма града эллипсоидальная; увел. 2;
 2 — расположение пеплового града и его обломков беспорядочное, форма града разнообразная, преобладает эллипсоидальная; нат. вел.

витых на правобережье р. Базар, имеет форму трехосного эллипсоида с соотношением осей 1:2,5:5, причем длинная ось в них располагается параллельно расщеплению; в данном случае пепловый град был дополнительно деформирован при метаморфизме. Подобный же случай отмечался также Д. Муром в метаморфизованных мезозойских отложениях Сьерра-Невады, в которых пепловый град характеризуется следующим соотношением осей: 1:1 и 6:3,9 (Moore, Peck, 1962).

Строение пеплового града из туфов девонской вулканогенно-осадочной серии следующее. Пепловый град имеет ядро, составляющее более половины поперечного сечения, и оболочку из одного или нескольких слоев (фиг. 48, 1).

Ядра пеплового града и матрикс, в который они погружены, очень сходны по составу и структуре. Ядра сложены тонким пепловым туфом с реликтовой витрокластической или кристаллоавитрокластической структурой. Витрокласты сильно разложены и замещены вторичными минералами: хлоритом, гидрослюдами, кварцем, мелкими скоплениями землистого эпидота и лейкоксена. Несмотря на значительные вторичные изменения, реликтовая витрическая структура туфа под микроскопом видна достаточно отчетливо и при одном никеле удается наблюдать черепки характерной формы и кусочки пемзы величиной 0,1–0,3 мм; кристаллокласты размером от 0,02 до 0,2, редко до 0,5 мм представлены главным образом плагиоклазом.

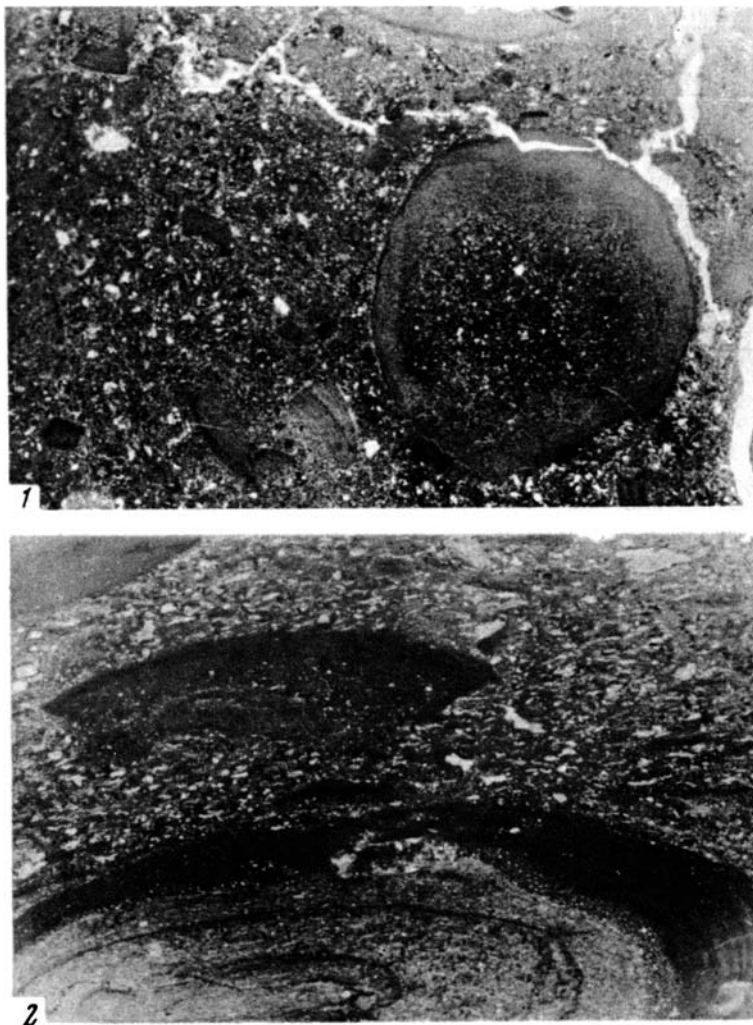
Ядра окружены оболочкой толщиной 0,7–2,5 мм, причем для пеплового града каждого горизонта толщина оболочки более или менее одинакова. Наиболее часто встречается пепловый град с оболочкой 1,5–2,5 мм. Она состоит обычно из нескольких слоев, толщина которых закономерно уменьшается от ядра к внешнему краю. Переход от ядра к оболочке постепенный, но быстрый. Внутри слоев наблюдается четкая дифференциация пепловых частиц, при которой наиболее крупные частицы располагаются ближе к ядру. Д. Мур и Д. Пек отмечали в той же статье, что в слоях некоторых пепловых градин есть обратная сортировка. Оболочка, как и ядро, состоит из пепла, но более тонкого, с размером частиц от 0,005 до 0,02, редко до 0,1 мм. Рудная тонкая пыль, присутствующая обычно в туфах, скапливается в оболочке, хорошо подчеркивая своим более темным цветом внешнюю часть отдельных слоев (фиг. 48, 2).

Наряду с целым пепловым градом присутствуют и его обломки, представленные фрагментами внешних оболочек. По-видимому, среди них есть и обломки ядер, но вследствие сходства структуры последних со структурой матрикса, а также из-за вторичных изменений обломки ядер плохо различимы.

Пепловый град связан с туфами среднего и кислого составов. Он везде залегает в тонких туфах, в которых концентрируется в одном или нескольких невыдержанных горизонтах мощностью от 5–10 до 50–60 см, редко до 1 м. Горизонты эти не имеют с туфами разделяющих границ и в большинстве случаев тяготеют к их верхним частям, сложенным наиболее тонким и лучше отсортированным пепловым материалом; часто горизонт с пепловым градом завершает собой слой или толщу туфа. Но такое соотношение наблюдается не всегда: на правобережье р. Карабуги был отмечен горизонт с пепловым градом, залегающий в основании туфовой толши.

Описываемые горизонты довольно значительно отличаются друг от друга прежде всего насыщенностью пепловым градом. Наряду с горизонтами, в которых град составляет основную массу породы, а туф выполняет лишь промежутки между ними, не менее часто встречаются и такие горизонты, в которых главная роль принадлежит туфу, а пепловый град рассеян в нем. Горизонты с пепловым градом отличаются также и соотношением целых и раздробленных градин. Однако в пределах одного горизонта оно остается довольно постоянным. Различаются отложения с пепловым градом по своей внутренней текстуре. Среди них выделяются: 1) горизонты со слойчатой текстурой, обусловленной скоплением пеплового града по отдельным плоскостям напластования (см. фиг. 47, 1), и горизонты с неравномерным распределением пеплового града (см. фиг. 47, 2).

Пепловый град, встреченный в девонских туфах Тарбагатай, внешне и по внутреннему строению очень похож на такие же образования, найденные в других районах. В отечественной литературе эти образования описывались под названием "пизолитических туфов" и "земляного града" (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963). Термин "пепловый град",



Фиг. 48. Пепловый град

1 — оболочка пеплового града образована очень тонким пепловым материалом; шлиф, увел. 7,5, без анализатора; 2 — тонкая рудная пыль хорошо подчеркивает слойки и внешнюю оболочку в пепловом граде; шлиф, увел. 7,5, без анализатора

на наш взгляд, лучше, так как он точнее отражает сущность явления. В иностранной литературе пепловый град отмечался и описывался неоднократно под названием "глобуль грязи", "грязевых шариков", "пизолитов" и "слипшихся лапиллей" (*accretionary lapilli*); последний термин получил наибольшее распространение. В настоящее время известно более 30 находок пеплового града в отложениях от ордовика до современных. Кроме того, пепловый град был описан по девяти историческим извержениям вулканов (табл. 1).

Сходство пеплового града из отложений огромного возрастного диапазона — от ордовика до наших дней — позволяет предполагать, что механизм их образования был одинаков. Поэтому уместно будет привести некоторые выдержки из работ геологов, изучавших пепловый град современных извержений и подробно описавших обстоятельства, при которых он образуется, так как это дает ключ к разгадке их генезиса.

Извержения, сопровождавшиеся образованием пеплового града

Год извержения	Вулкан	Автор
79 г. н. э.	Везувий	Н. Фридлендер (Friedlender, 1914)
1790	Килауэа	Ф. Перре (Perret, 1913, 1924), Г. Макдональд (Macdonald, 1949)
1822	Везувий	П. Скоп (Scrope, 1829)
1883	Кракатау	Х. Вильямс (Williams, 1941)
1902	Санта-Мария	К. Сатпер (Sapper, 1927)
1902	Мон-Пеле	Е. Хови (Hovey, 1902), А. Лакруа (Lacroix, 1904)
1906	Везувий	Т. Джаггар (Jagggar, 1921)
1911	Тааль	В. Пратт (Pratt, 1911, 1916)
1924	Килауэа	Т. Джаггар, Р. Финч (Jagggar, Finch, 1924), Х. Штернс (Steams, 1925)

Наиболее раннее упоминание о пепловом граде относится, видимо, к 1829 г., когда П. Скоп, наблюдавший извержение Везувия в октябре 1822 г., писал: "Пизолиты образуются из пепла при прохождении через пепловую тучу дождя, капли которого при этом объединяют пепел в сферические глобулы" (Scrope, 1829, стр. 346).

Е. Хови пришел к выводу, что "при извержении Мон-Пеле в 1902 г. во время дождя "грязевые шарики" формировались в воздухе и падали на землю. Это доказывается тем, что на стенках домов я нашел лепешки присохшей грязи" (Hovey, 1902, стр. 343-344).

А. Лакруа (Lacroix, 1904) описывает слипшиеся лапилли, которые возникали в результате слабого дождя, падающего через тонкий пепел при извержении Мон-Пеле. Он отмечал, что глобулы грязи образовывались вокруг каждой капли дождя. Некоторые из них потом разрастались путем налипания на них пепла по мере того, как они катились по поверхности при порывах ветра.

Т. Джаггар (Jagggar, 1921) описал образование пеплового града во время пепловой фазы извержения Везувия в 1906 г., когда выброшенный пепел, падая, превращался в конгломерат, пропитанный водяными парами кратерного озера, быстро формируясь в шарики мягкой грязи; некоторые из них достигали размера яйца. Продукты, образовавшиеся из пизолитов, в течение двух последующих дней, по свидетельству Т. Джаггара, достигли гигантских размеров.

Ф. Перре (Perret, 1913, 1924) и Г. Макдональд (Macdonald, 1949) описали пепловый град извержений Килауэа. При этом Г. Макдональд различал два типа "слипшихся" лапиллей: 1) лапилли, формирующиеся вокруг капель дождя, падающих через пепловую тучу; они обычно сплюснуты; 2) лапилли, формирующиеся при перекачивании по поверхности мягкого тонкого пепла мокрого ядрышка.

Т. Джаггар и Р. Финч, а также Х. Штернс наблюдали образование пеплового града во время фреатического извержения Килауэа в 1924 г. Штернс писал: "Потоки пизолитической грязи сопровождали многие эксплозивные спазмы. Дождевые капли, проходящие через сильно загрязненный пеплом воздух, образовывали ядра грязи диаметром до 3 мм. Двумя часами позже начала эксплозии автор находился в полутора милях от вулкана, когда на него упали потоки коричневых сухих плотных пизолитов до 1 мм в диаметре. Некоторые из сырых пизолитов падали в рыхлую пепловую пыль и при порывах ветра катились по ней, увеличиваясь в размере, как снежки. Это, безусловно, объясняет образование некоторых крупных пизолитов" (Steams, 1925, стр. 202).

Приведенные описания помогают понять ту обстановку, при которой формируются отложения с пепловым градом. Однако до сих пор полной согласованности по вопросу их генезиса нет.

Многие геологи, наблюдавшие пепловый град современных извержений, — Р. Финч (Finch, 1926), А. Лакруа, Х. Штернс, Г. Макдональд — считают, что они образуются из дождевых капель, падающих через эруптивную тучу. Ряд других геологов, в том числе К. Вентворт, Х. Вильямс (Wentworth, Williams., 1932) и Т. Джаггар, причину формирования пеплового града видят в конденсации паров вокруг частиц пепла. К этому же мнению присоединяются Д. Мур и Д. Пек (Moore, Peck., 1962), которые считают, что пепловый град связан с фреатическими извержениями базальтового пепла и с пелеевыми эксплозиями. По их мнению, пепловая туча, богатая парами воды, поднимается на большую высоту, где и происходит быстрая конденсация влаги. Обобщив большой накопившийся материал по пепловому граду в современных и древних отложениях, а также изучив эти образования в 16 местонахождениях на западе США, упомянутые авторы обратили внимание на сходство строения пеплового града. Они пришли к выводу, что в основе их образования лежат одинаковые процессы, и выделили в их формировании две фазы.

Как отметили авторы, относительная грубость и неотсортированность материала в ядре, его почти полное сходство с матриксом, отсутствие в ядре концентрических структур и тангенциальной ориентировки слагающих его частиц — все это свидетельствует о том, что начальная фаза образования пеплового града (формирование их ядер) происходила фактически мгновенно, при быстрой конденсации влаги и слипании пепловых частиц, сопровождающем эту конденсацию. Вторая фаза начиналась с того момента, когда эмбриональные "градины" под влиянием силы тяжести начинали падать вниз. При полете через эруптивную тучу на их поверхность, увлажненную конденсированной влагой, налипали тончайшие пепловые частицы, образуя одну или несколько оболочек, что, по-видимому, связано с различным, иногда очень сложным внутренним строением пепловой тучи. При полете град сталкивался и иногда разбивался, но чаще у него отбивалась внешняя, более хрупкая оболочка. Таков в общих чертах механизм формирования пеплового града, в основе которого лежит быстрая конденсация влаги, сопровождающаяся слипанием пепла.

Не исключая возможности формирования пеплового града в результате конденсации паров воды при фреатических и пелеевых эксплозиях, следует отметить, что этот способ, видимо, не является единственным. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что хотя в большинстве случаев пепловый град и локализуется вблизи вулканов, в радиусе 10—15 км, однако известны случаи, когда он выпадал в районах, удаленных от вулкана на 150 км. Так, например, при извержении Кракатау в 1883 г. пепловый град был зарегистрирован в Джакарте. Перенос "града" на большие расстояния от центров извержений вряд ли можно объяснить с позиций Д. Мура и Д. Пека, так как очевидно, что конденсация паров воды, содержащихся в эруптивной туче, выброшенной на большую высоту, будет происходить над вулканом, и "град", формирующийся при этом, выпадет в окрестностях вулкана. Образование пеплового града на значительном расстоянии от вулкана можно объяснить лишь конденсацией в пепловой туче атмосферной влаги. В этом случае разгрузка эруптивной тучи в виде дождя из пеплового града может произойти и на большом расстоянии от вулкана, в том месте, где она встретилась с воздушными потоками, несущими достаточное количество влаги.

Вероятнее всего, что при одном и том же механизме слипания пепла в ядра града, связанного с быстрой конденсацией влаги, в основе его, по-видимому, могут лежать различные причины, при которых имеет место и конденсация паров воды, содержащихся в эруптивных тучах фреатических, пелеевых, а возможно, и других эксплозий, а также конденсация атмосферной влаги в эруптивной туче, пепловые частицы которой служат необходимыми для этого центрами.

Находки пеплового града имеют большое значение для палеовулканологических и палеогеографических реконструкций. Во-первых, они указывают на аэральный характер вулканизма и на существование во время пеплопадов тех специфических условий, при которых мог формироваться пепловый град. Во-вторых, находки пеплового града часто свидетельствуют об относительной близости к наземным вулканическим центрам.

К группе вулканогенно-осадочных пород, развитых на Тарбагатае, относятся образования, сформированные в результате переотложения вулканического материала экзогенными агентами. Разнообразие последних обусловило возникновение многочисленных пород, среди которых наиболее распространенными являются конгломерато-брекчий, конгломераты и большая группа обломочных пород алеврито-псаммитовой размерности.

Конгломерато-брекчии

Конгломерато-брекчии развиты в наземном и прибрежно-морском комплексах. Они характеризуются большим разнообразием, отличаясь составом обломочного материала, структурно-текстурными особенностями и условиями залегания.

Конгломерато-брекчии, развитые в наземном комплексе, за малым исключением, могут быть объединены в одну группу. Это плотно сцементированные разнообломочные породы, в которых размер обломков варьирует в довольно широких пределах — от псаммитовых и гравийных, играющих роль связующей массы, до крупных обломков, валунов и глыб. В разрезах одинаково часто встречаются как мелко- и среднеобломочные (фрагменты до 20 см), так и крупнообломочные и глыбовые разности с максимальным размером фрагментов до 1–1,5 м.

Форма обломков разнообразная — от угловатой до средней и хорошо окатанной; характерны округло-остроугольные обломки, образовавшиеся в результате раскалывания более крупных, в различной степени окатанных галек и валунов. Иногда в обнажениях можно выделить валуны, разбитые трещинами и частично развалившиеся (фиг. 49). В наземном комплексе преобладают конгломерато-брекчии с угловатыми, слегка окатанными обломками; грани и углы последних лишь немного закруглены.

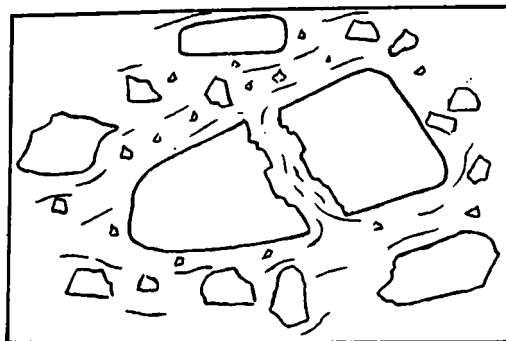
Состав обломочного материала разнообразен, хотя по преобладающему компоненту конгломерато-брекчии довольно четко делится на две группы.

К первой относятся отложения, состоящие из фрагментов разнообразных, но преимущественно кислых пород, среди которых отмечаются массивные и флюидальные фельзиты, игнимбриты и туфы. Обломки пород иного состава встречаются сравнительно редко. Обломочный материал обычно характеризуется разной, часто яркой окраской, что придает отложениям пестроцветный облик. Такие конгломерато-брекчии приурочены в основном к риолитовой и трахириолитовой сериям.

Ко второй разновидности относятся конгломерато-брекчии, обломочный материал которых представлен вулканитами основного и среднего составов. Конгломерато-брекчии обычно темно-лиловые, темно-серые или зеленовато-серые. Они развиты широко, но особенно характерны для базальто-андезито-дацитово-й серии.

Конгломерато-брекчий залегают в обнажениях в виде линз мощностью от долей метра до 10—15 м. Для них характерен широкий диапазон размерности обломков (до валунов и глыб). В линзах конгломерато-брекчий отчетливо проявлена прямая сортировка обломочного материала, выражающаяся в том, что наиболее крупные обломки приурочены к нижним частям линз, хотя единичные из них встречаются и сверху. Вместе с тем вверх по разрезу увеличивается роль связующей псаммито-алевритовой и псаммито-глинистой массы, в которой иногда отмечаются слойчатость и флюидалность (в более глинистых разностях). Большая мощность конгломерато-брекчий и хорошо проявленная прямая сортировка обломочного материала в наиболее мощных линзах позволяют считать, что они были захоронены в полном или в почти полном объеме и размыву не подвергались. Конгломерато-брекчии образовались, таким образом, в результате одноактной подачи обломочного материала, количество которого, судя по большим мощностям линз, было огромным. Обломочный материал перемещался в потоке, и следы этого течения запечатлены в виде флюидалности псаммито-глинистой связующей массы. На динамичность потока указывают также разломанные на несколько частей крупные валуны и большое количество округло-остроугольных фрагментов, тоже образованных при разламывании более крупных окатанных обломков.

Фиг. 49. Конгломерато-брекчия. Валун, расколотый на несколько частей. Наземный комплекс, базальто-андезито-дацитовая серия



По всей вероятности, конгломерато-брекчии представляют собой отложения временных или грязевых потоков (лахар) и могут быть отнесены к пролювиально-лахаровым. Образовывались такие потоки либо на риолитовых, либо на андезито-базальтовых вулканах, с которых они сносили в долины огромные количества обломочного вулканического материала, соответственно либо кислого, либо среднего и основного составов. Только этим и можно объяснить довольно четкое деление конгломерато-брекчий на две разновидности по преобладающему составу обломков, о чем говорилось выше. Уже за пределами вулканов лахары прихватывали обломки иного состава, однако роль их, как мы видели, была невелика.

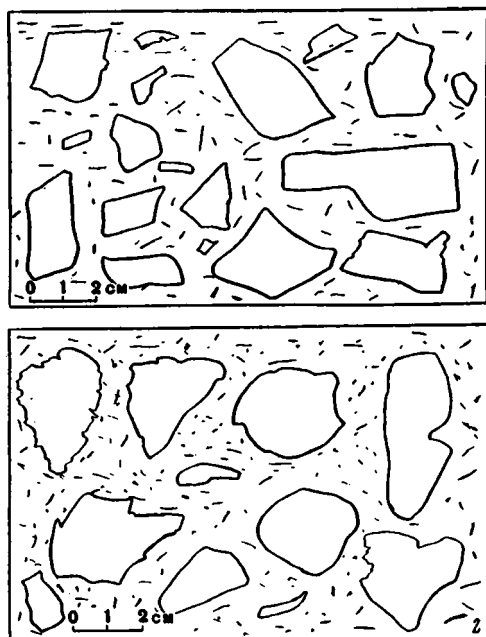
В разрезах наземного комплекса значительно чаще встречаются линзы конгломерато-брекчий небольшой мощности — по 1–1,5 м. По размеру, окатанности фрагментов и соотношению со связующей массой они чрезвычайно разнообразны. У них устанавливаются все переходы к конгломератам. Генетическая природа таких маломощных прослоев конгломерато-брекчий не совсем ясна. Во многих случаях, особенно когда они сложены плохо окатанными крупными обломками либо кислых, либо основных и средних пород, создается впечатление, что перед нами лишь остатки в различной степени размытых первоначально более мощных псефитовых накоплений пролювиально-лахарового

происхождения. Конгломерато-брекчии с преобладающими окатанными обломками разного состава, приближающиеся к конгломератам, видимо, образовались при неоднократном переотложении псефитового материала различными экзогенными агентами, так что определить их генетическую природу весьма трудно.

Особо следует остановиться на конгломерато-брекчиях, развитых в горах Жылытау (Ргайлинский вулкан), где они совместно с агломератовыми туфами образуют толщу мощностью до 125 м. Конгломерато-брекчии разнообломочные. Обломки от 1–2 до 15–25 см; преобладают фрагменты от 2 до 7 см. Форма их разнообразная: угловатые, с зазубренными краями, с торчащими остроугольными выступами и в различной степени окатанные. Встречаются и такие, в которых сочетаются угловатые и округленные формы (фиг. 50). Обломки гетерогенны и в данном случае идентичны обломкам агломератового туфа, с которым конгломерато-брекчии связаны постепенными переходами, латерально и по разрезу. Они состоят из фрагментов базальтовых, андезитовых, дацитовых порфиров и их туфов и обладают крупной неотчетливой линзовидной и горизонтальной слоистостью. Слоевые границы часто отсутствуют. Слои или линзы отличаются друг от друга преобладающей степенью окатанности обломков и их размером.

Специфическими чертами рассмотренных конгломерато-брекчий являются идентичность состава конгломерато-брекчий и агломератовых туфов и теснейшая связь с последними, разнообломочность и полное отсутствие сортировки отложений.

Чтобы понять генезис этих отложений, следует обратиться к одной из работ А. Лакруа (Lacroix, 1930), в которой он описал своеобразное явление, названное им "сухими лавинами". Последние являются следствием вулканических эксплозий, но прямо с ними не связаны. Эти эксплозии дают большое количество скоплений рыхлых продуктов на



Фиг. 50. Форма обломков агломератовых туфов и конгломерато-брекчий. Ргайлинский вулкан
1 — агломератовые туфы;
2 — конгломерато-брекчий

бортах кратера. Вследствие нарушения их равновесия образуются лавины, которые спускаются по склонам под действием силы тяжести. Пыль окутывает их плотными клубами, напоминая своей морфологией палящую тучу. Высокая температура пирокластических продуктов обуславливает некоторую подвижность тонкого пепла и играет в явлении довольно значительную роль. Лавины, достигнув основания склона, широко рассыпаются по менее пологим поверхностям благодаря своей подвижности. Таким образом, брекчий накапливаются у подножия конуса и на склонах горы; они обнаруживают беспорядочную структуру и полное петрографическое сходство с брекчиями палящих туч Сен-Винсента. Эти сухие лавины являются энергичными агентами эрозии вулканических конусов, в которых они образуют глубокие барранкосы.

Исходя из литологических данных, можно предположить, что рассмотренные выше конгломерато-брекчий Ргайлинского вулкана скорее всего образовались в результате таких же или очень близких процессов.

Конгломерато-брекчий, развитые в прибрежно-морском комплексе, во многом отличаются от конгломерато-брекчий наземного комплекса.

Внешне это грязно-серые, сильно разрушенные, несортированные и разнообломочные породы, в которых преобладают средние и крупные обломки (2–10 см), иногда встречаются валуны и глыбы. Мелкообломочный и псаммитовый материал играет роль связующей массы, которая может быть либо обильной, либо скудной даже в пределах одного слоя. Это связано с очень неравномерным беспорядочным распределением по породе более крупных обломков.

Среди обломков преобладают угловатые, часто со следами некоторой обработки и плохо окатанные; довольно обычны обломки с "рваными" зубристыми краями. В виде примеси, различной по количеству, иногда отмечаются хорошо и очень хорошо окатанные плоские гальки и валуны. По породе они распределены неравномерно и местами образуют скопления, в которых можно встретить фрагменты конгломератов, состоящих из таких же плоских окатанных галек. Безусловно, это указывает на то, что в конгломерато-брекчий хорошо окатанные гальки и валуны попадали из слабо сцементированных конгломератов или галечников, полностью или частично рассыпавшихся в процессе образования этих отложений.

По составу и происхождению обломочного материала конгломерато-брекчий относятся к вулканогенным. Они представляют собой смесь самых разнообразных и, как пра-

вило, очень сильно измененных, разрушенных вулканических пород, что и придает породе в целом "дряхлый" облик.

Конгломерато-брекчии образуют линзы мощностью от 10–15 до 80–100 м. В линзах отмечается крупная слоистость с довольно четкими слоевыми границами. Слои различаются главным образом преобладающим размером обломков и, в меньшей мере, степенью их окатанности. Внутренняя текстура слоев массивная. В расположении обломков отсутствует какая-либо ориентация, что является, видимо, характерной чертой этих отложений.

Генетически рассмотренные выше конгломерато-брекчии представляют собой скорее всего отложения береговых обвалов. Характерна в этом отношении их локализация вблизи границы с наземным комплексом, где они чередуются с толщами трещинных базальтоидов и их гиалокластитов. Большие мощности конгломерато-брекчий, плохая окатанность обломочного материала, отсутствие какой-либо сортировки и ориентированности обломков и их крайне неравномерное распределение по толще — все эти черты свидетельствуют о том, что подача больших масс обломочного материала происходила в морском бассейне практически мгновенно, т. е. в результате обвала. При этом становится понятной и еще одна специфическая особенность рассматриваемых пород, а именно их "дряхлость", вызванная сильным изменением пород обломков. Дело в том, что породы, слагающие крутые берега, возвышавшиеся над морем, в связи с понижением денудационного уровня к последнему разрушались особенно интенсивно.

Конгломераты, песчаники, алевролиты

Конгломераты, песчаники и алевролиты составляют весьма существенную часть формации, в которой они, однако, развиты крайне неравномерно. Ими сложена большая часть морского комплекса, значительная (около трети) часть прибрежно-морского и ничтожная — наземного комплекса. Эти породы образуют в комплексах ассоциации, из которых рассмотрим наиболее характерные.

Конгломераты и песчаники наземного комплекса развиты очень слабо, и среди мощных вулканических накоплений они встречаются лишь эпизодически. Конгломераты очень разнообразны по размеру, окатанности, сортировке и составу обломочного материала. Вместе с рассмотренными выше конгломерато-брекчиями пролювиально-лахарового происхождения они образуют единый ряд эпивулканических псефитовых пород. Однако в отличие от упомянутых конгломерато-брекчий, которые по составу обломочного материала четко делятся на две группы, о чем речь шла выше, конгломераты образованы более разнообразными обломками средних, основных и кислых вулканитов. По всей вероятности, они представляют собой смесь псефитовых продуктов разрушения наземных вулканитов с переотложенными продуктами агломератовых пирокластических накоплений. В разрезах наземного комплекса, сложенных преимущественно вулканическими породами, они залегают в виде небольших линз и являются эрозионными останцами первоначально более мощных отложений.

Образовались конгломераты, судя по различной, иногда очень хорошей окатанности, при многократной обработке агломератовых накоплений и псефитовых продуктов разрушения наземных вулканитов. Песчаники встречаются немного чаще. Обычно они находятся в ассоциации с туфами, с которыми их сближает в ряде случаев, помимо сонахождения, еще и сходный состав обломочного материала. От туфов они отличаются в большинстве случаев лишь степенью окатанности фрагментов. Таким образом, большинство песчаников относится к тефроидным, образованным в результате переработки тефры.

Конгломераты и песчаники прибрежно-морского комплекса развиты широко. Среди них выделяются ассоциации пестрых полимиктовых конгломератов и тефроидных песчаников. Они резко отличаются от других пород комплекса и прослеживаются по левобережью р. Карабуги, на границе Карабугинского антиклинария с Зайсанской впадиной, по левобережью р. Тебегзе к северо-востоку от горы Караджал, по левобережью р. Талды-Базар, в горах Карашолак и во многих других местах.

Конгломераты — пестроцветные, характерного облика породы, мелко-, средне- и крупногалечные. Псефитовый обломочный материал хорошо и средне окатан и отсортирован,

по составу он разнообразен и представлен вулканитовыми и полимиктовыми фрагментами. Первые образовались при механическом разрушении наземных вулканитов и состоят из разнообразных эффузивов, игнимбритов и туфов. Вторые образовались в результате разрушения более древних, в данном случае силурийских и ордовикских пород; среди них хорошо распознаются сургучно-красные яшмы, белый кварц, черные и темно-зеленые кремнистые породы типа фтанитов, пироксен-роговообманковые порфиры и некоторые другие.

Цемент конгломератов обильный, псаммитовый. По составу он идентичен песчанику, образующему самостоятельные слои и пачки. В отличие от псефитовой составляющей, псаммитовый материал окатан и сортирован очень плохо и имеет иной состав. Он образован обломками различных вулканитов, кристаллокластов и пемзовых фрагментов. По составу он близок к грубо- и разнозернистым кристаллокластическим туфам либо кислого, либо основного и среднего составов, но содержит небольшую примесь инородных обломков. Можно предположить, что основная по объему часть псаммитового материала представляет собой только слабо переработанную тефру наземных пеплопадов, в связи с чем песчаник относится нами к группе тефроидных.

Конгломераты и песчаники образуют пачки мощностью от нескольких метров, чаще нескольких десятков метров до 250–350 м. Для пачек песчаников характерна средняя, реже мелкая и крупная горизонтальная слоистость с четкими слоевыми границами. Текстура слоев массивная, значительно реже отмечается прямая градационная сортировка обломочного материала. Довольно часто встречаются размывы, реже – косо-волнистая и косая слоистость. Для последней характерны однонаправленные и перекрестные серии мощностью от 10–15 до 70–80 см. Косые слойки обычно вогнутые; границы слойков неотчетливые. Углы наклона слойков от 15 до 30°.

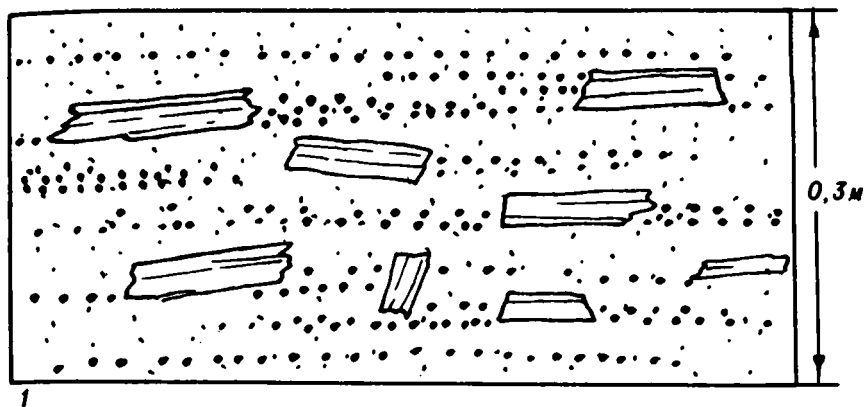
Для пачек конгломератов и песчаников устанавливается слоистость двух порядков; крупная и грубая горизонтальная слоистость характерна для песчаников. Она выражена четко, с резкими слоевыми границами. Эта слоистость была обусловлена импульсной подачей псаммитового материала и, следовательно, временными перерывами в этой подаче. В пределах крупных слоев песчаников залегают отдельные прослои и пачки конгломератов, для которых характерна средняя и крупная горизонтальная слоистость без резких границ. Смена конгломератов и песчаников происходит либо постепенно, либо через зону переслаивания. В слоях хорошо проявлена слоеватость вследствие четкой ориентировки удлиненных обломков по плоскости напластования. Слоистость была обусловлена импульсной подачей псефитовых фрагментов на фоне довольно равномерного поступления в бассейн псаммитового материала.

Ассоциация полимиктовых конгломератов и тефроидных песчаников является очень характерной. Ее формирование происходило в неспокойной гидродинамической обстановке. Это доказывается наличием довольно многочисленных размывов с захоронением разрушенных образований в вышележащих слоях (фиг. 51,1). Об этом же свидетельствуют и косо-слоистые текстуры не только в песчаниках, но и в гравелитах (фиг. 51,2). Седиментация конгломератов и песчаников происходила в мелководной части морского бассейна.

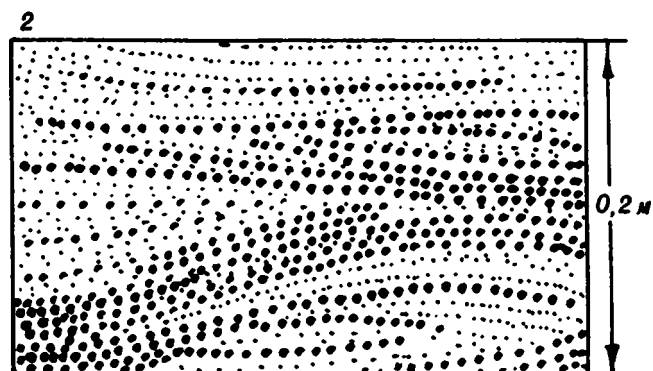
Большой интерес вызывает эта порода и с генетической стороны. Анализируя специфику ее состава, структурные и текстурные особенности, можно предположить, что она представляет собой подводную часть дельты и образовалась из обломочного материала, который выносился с суши постоянными водотоками. Высокая эксплозивность и в связи с этим обилие рыхлой пирокластики обусловили явный количественный перевес тефры над фрагментами разрушенных литифицированных пород. Водотоки были, видимо, настолько энергичными, что фрагментарный материал не успевал существенно обрабатываться.

Фиг. 51. Некоторые текстуры отложений морского мелководья и мутевых течений

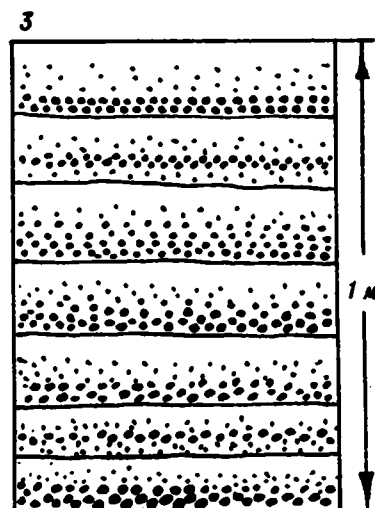
1 – песчаник с плитчатыми фрагментами тонкослоистых алевролитов; 2 – косая слоистость в песчаниках и гравелитах; 3 – характер слоистости и сортировки обломочного материала в отложениях мутевых течений; 4 – текстура отложений мутевого потока; 5 – форма обломков из отложений мутевого потока



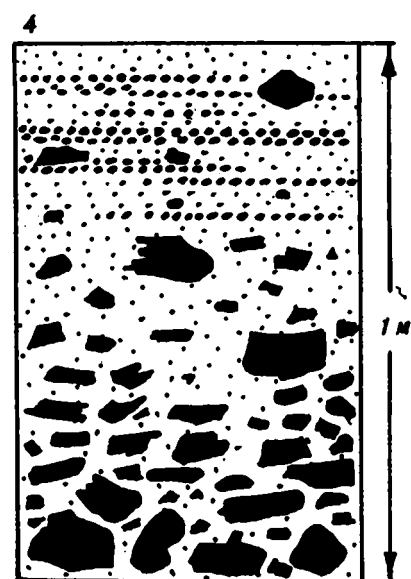
1



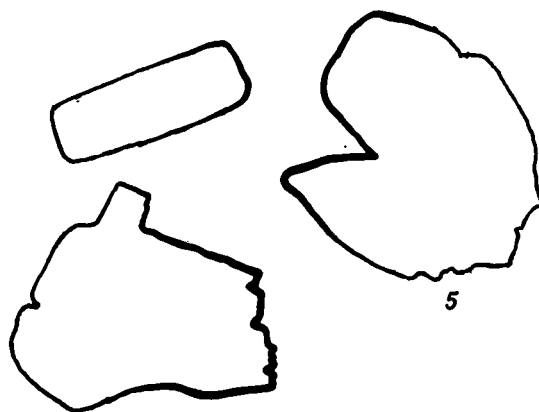
2



3



4



5

Иначе обстояло дело с псефитовыми фрагментами. Обычной энергии водотоков не хватало для того, чтобы вынести их вместе с мелкой пирокластикой, и они неоднократно перетлагались и размывались, так что в результате оказывались средне или хорошо окатанными. В морской бассейн они поступали эпизодически, когда резко увеличивалась энергия водотоков.

Алевриты, песчаники и конгломераты прибрежно-морского и морского комплексов относятся к ассоциации вулканотерригенных обломочных пород, среди которых выделяются отложения мутевых течений (фиг. 51, 3, 4). По ряду признаков эти породы очень характерны и тоже хорошо выделяются среди других генетических групп. Особенно широко они распространены по правобережью р. Карабуги, где их мощные пачки чередуются с конгломерато-брекчиями береговых обвалов, и по левобережью р. Тебезге (к северу от горы Караджал), где они перемежаются с амигдалоидными базальтоидами подводных трещинных излияний.

Рассматриваемые отложения представлены алевритами, песчаниками, гравелитами и конгломератами; значительно реже встречаются конгломерато-брекчии — мелко- и крупнообломочные, последние образуют наиболее мощные слои (1–1,5 м). Обломочный материал окатан плохо; лишь наиболее крупные фрагменты обработаны несколько лучше, обычно у них округлены грани и углы. По составу и происхождению обломочный материал относится к вулканотерригенному и представляет собой смесь самых разнообразных вулканогенных пород, обычно довольно сильно измененных.

Вулканотерригенные отложения образуют пачки горизонтальнослоистых пород. Мощность слоев не превышает 1–1,5 м; обычно она варьирует в пределах от 4–5 до 40–50 см. Границы между слоями резкие, четкие. Иногда в нижележащем слое отмечаются наибольшие размывы, и в сохранившейся от размыва породе можно видеть следы взмучиваний и волнений. В слоях характерна прямая градационная сортировка обломочного материала (*graded bedding*). Несколько реже устанавливается неполная маятниковая сортировка, при которой слой имеет обычно следующее строение: песчаник — гравелит — песчаник — алеврит. Внутри каждого слоя переход от грубого осадка к тонкому происходит постепенно. Иногда в более крупных слоях отмечаются слоистость и слоеватость; последняя обуславливается ориентированным расположением удлинённых обломков по плоскостям напластования. В некоторых пачках устанавливается довольно постоянное отношение мощности тонкой алевритовой части слоя ко всему слою. Так, например, в пятой пачке разреза прибрежно-морского комплекса, описанного по правобережью р. Карабуги, отмечается, что в ее нижней и средней частях алеврит составляет 1/4 слоя, в то время как в верхней части пачки — 1/3 и затем 1/2 мощности слоя.

Рассмотренные выше образования относятся, как уже было сказано, к отложениям мутевых течений. Л. Н. Ботвинкина считает, что "главной причиной возникновения таких течений является оползание осадка, отложившегося на континентальном склоне при быстрой седиментации, особенно в сейсмически неустойчивых областях" (Ботвинкина, 1965, стр. 185). В данном конкретном случае мутевые течения возникали в зоне сочленения вулканической суши и морского бассейна. По-видимому, это является специфической чертой вулканической области, где безусловно была и высокая сейсмичность и где скорость подачи обломочного материала в связи с высокой эксплозивностью вулканизма намного превышала таковую же в областях невулканических. В этом смысле отмеченная пространственная связь отложений мутевых течений с отложениями береговых обвалов не случайна. Скорее всего, именно они, скапливаясь в больших количествах у крутых берегов суши, давали начало мутевым течениям, выносившим обломочный материал по шельфу к континентальному склону.

* * *

Рассмотренные выше типы пород дают некоторое представление об одной из характерных черт нижне-среднедевонских вулканогенно-осадочных отложений, а именно об их литологической пестроты. Это зависит, в частности, от того, что одни и те же породы могут образовывать несколько генетических типов (табл. 2). Однако не менее резко выделяется и другая характерная черта, на которой мы остановимся несколько подробнее.

Соотношение пород и их генетических типов

Породы	Генетические типы пород
Базальтовые порфириты	Покровы подводных трещинных излияний Покровы, потоки наземных излияний
Гиалокластиты базальтовых порфиритов	Аквагенные туфы и туфобрекчии
Диабазовые порфириты	Силлы Центральные части мощных покровов или потоков наземных излияний Дайки (подводящие каналы подводных трещинных эффузивов)
Андезито-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты	Покровы и потоки наземных излияний
Риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры	Экструзивные купола Потоки массивных риолитов Игниспумиты
Ортофиры	Экструзивные купола Потоки массивных риолитов Игниспумиты Дайки, штоки
Кварцевые порфиры	Экструзивные купола
Фонолиты (?) и кварцевые порфиры	Пемзовые потоки
Сваренные и спекшиеся туфы	Игнимбриты
Глыбовая вулканическая брекчия	Прижерловые отвалы, отложения раскаленных лавин и палящих туч
Агломератовые туфы	Отложения камнепадов
Туфы	Субазральные туфы Бассейновые туфы (субаквальные и морские)
Конгломерато-брекчия	Пролувиально-лахаровые отложения Отложения сухих лавин (?) Отложения береговых обвалов
Конгломераты	Отложения неопределенного генезиса в наземном комплексе Отложения морского мелководья
Песчаники и алевролиты	Отложения неопределенного генезиса в наземном комплексе Морские отложения, в том числе и отложения мутевых течений

Таблица 3

Распределение генетических типов пород по литолого-фациальным комплексам

Отложения	Процессы	Комплексы		
		Наземный	Прибрежно-морской	Морской
Эффузивные	Излияния лав основного и среднего составов	Потоки и покровы лав основного и среднего составов	Подводные трещинные эффузивы основного состава	Покровы (единичные) эффузивов основного состава
	Дробление лавы при подводных излияниях	_____	Гиалокластиты базальтовых порфиритов (аквагенные туфы и подушечные туфобрекции)	_____
	Выжимание твердой лавы кислого состава	Экструзивные купола	_____	_____
	Излияния вязких кислых лав	Потоки массивных риолитов	_____	_____
	Излияния пенистых кислых лав	Игниспумиты: а) тонкофлюидальные, б) проникающие, в) шаровые, г) пемзовые потоки	_____	_____
Игнимбритовые	Игнимбритовые извержения, связанные со стратовулканами	Покровы гетеролитных игнимбритов	_____	_____
	Игнимбритовые извержения, связанные с экструзивными куполами	Покровы негетеролитных игнимбритов	_____	_____

Пирокластические (эксплозивные)	Эксплозии "через бока купола"	Отложения палящих туч	_____	_____
	Дробление лавы и эксплозии в экструзивных куполах	Отложения раскаленных лавин	_____	_____
	Камнепады	Прижерловые глыбовые отвалы Отложения камнепадов (агломератовые туфы)	Туфы бассейновые (морские)	
	Пеплопады	Туфы (субазральные) Туфы бассейновые (субаквальные)		
Вулканогенно-осадочные (вулканотерригенные и тейфродные)	Сухие лавины	Отложения сухих лавин (?)	Отложения береговых обвалов Отложения морского мелководья	
	Грязевые потоки	Отложения лахар		
	Обвалы	_____		
	Перемыв обломочного материала	Терригенные отложения неопределенного генезиса	Отложения мутевых течений	
	Мутевые течения	_____		

В отложениях нижнего — среднего девона отчетливо устанавливается определенная закономерность в распространении пород, которые образуют довольно жесткие ассоциации нескольких порядков.

Наиболее крупными ассоциациями первого порядка являются литологические комплексы, состав и строение которых были подробно рассмотрены выше. Изучение главнейших типов пород и выяснение их генетической природы позволило представить комплексы как набор определенных типов пород. В табл. 3 выделены типы пород по ведущим вулканическим и экзогенным седиментационным процессам (по вертикали) и литологические комплексы (по горизонтали). Эта таблица дает наглядное представление о том, насколько сильно комплексы отличаются друг от друга прежде всего набором генетических типов пород. Последние особенно многочисленны и разнообразны в наземном комплексе; их число резко сокращается в прибрежно-морском комплексе и особенно в морском. При этом одни породы развиты только в одном комплексе, другие же встречаются в нескольких. К числу первых относятся, например, игнимбриты, базальтоиды подводных трещинных излияний, их гиадокластиты и др. Некоторые из этих отложений совершенно однозначно указывают на определенную обстановку формирования и в связи с этим могут считаться образованиями, позволяющими определять фациальные условия. К их числу относятся прежде всего игнимбриты, которые могли формироваться только в субаэральных условиях. С некоторыми ограничениями сюда можно отнести подушечные и амигдалоидные базальтоиды и их гиадокластиты, которые в данном случае формировались в подводных условиях.

Туфы и вулканогенно-осадочные породы встречаются во всех комплексах. Однако мы видели, что и они в зависимости от фациальных условий резко отличаются друг от друга структурными и текстурными особенностями, стратификацией и, наконец, характерными ассоциациями с другими породами. Так, например, конгломерато-брекчии наземного комплекса обычно ассоциируют с агломератовыми туфами, а конгломерато-брекчии прибрежно-морского — с отложениями мутевых течений и с базальтоидами подводных излияний.

Кроме рассмотренных крупных ассоциаций пород первого порядка, в формации отчетливо выделяются более мелкие ассоциации пород второго и третьего порядков. Кратко остановимся на некоторых из них. В наземном комплексе неоднократно встречалась ассоциация эффузивных пород либо кислого, либо основного и среднего составов; субвулканических тел соответственно того же состава, бомбовых и лапиллиевых туфов, грубо-обломочных прижерловых агломератов. Для этих ассоциаций характерны большие мощности и локальные развития. Такие ассоциации представляют собой вулканические постройки; их примером могут служить описанные в предыдущей главе руины Нарынского и Баспанского вулканов. Характерными для наземного комплекса являются также ассоциации агломератовых туфов и конгломерато-брекчий, негетеролитных игнимбритов и эффузивов экструзивных куполов, туфов и тефрогенных песчаников. Для прибрежно-морского комплекса характерна ассоциация подушечных и амигдалоидных базальтоидов, их гиадокластитов, отложений береговых обвалов и мутевых течений. Такая ассоциация совершенно определенно рисует обстановку ее формирования в подводных условиях, вблизи крутых обрывистых берегов.

Мы ограничимся лишь кратким перечнем наиболее характерных и важных для фациального анализа ассоциаций, так как многие из них более подробно были рассмотрены выше при описании того или иного типа пород.

В заключение подчеркнем, что для литологического (и прежде всего для фациального) анализа наряду с изучением типов пород совершенно необходимо изучение их ассоциаций. Если первое дает ту или иную возможность восстановить конкретный процесс или совокупность седиментационных процессов, участвующих в образовании данного типа пород, то второе позволяет восстановить условия формирования всей ассоциации и представить фациальную обстановку более полно и многосторонне.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

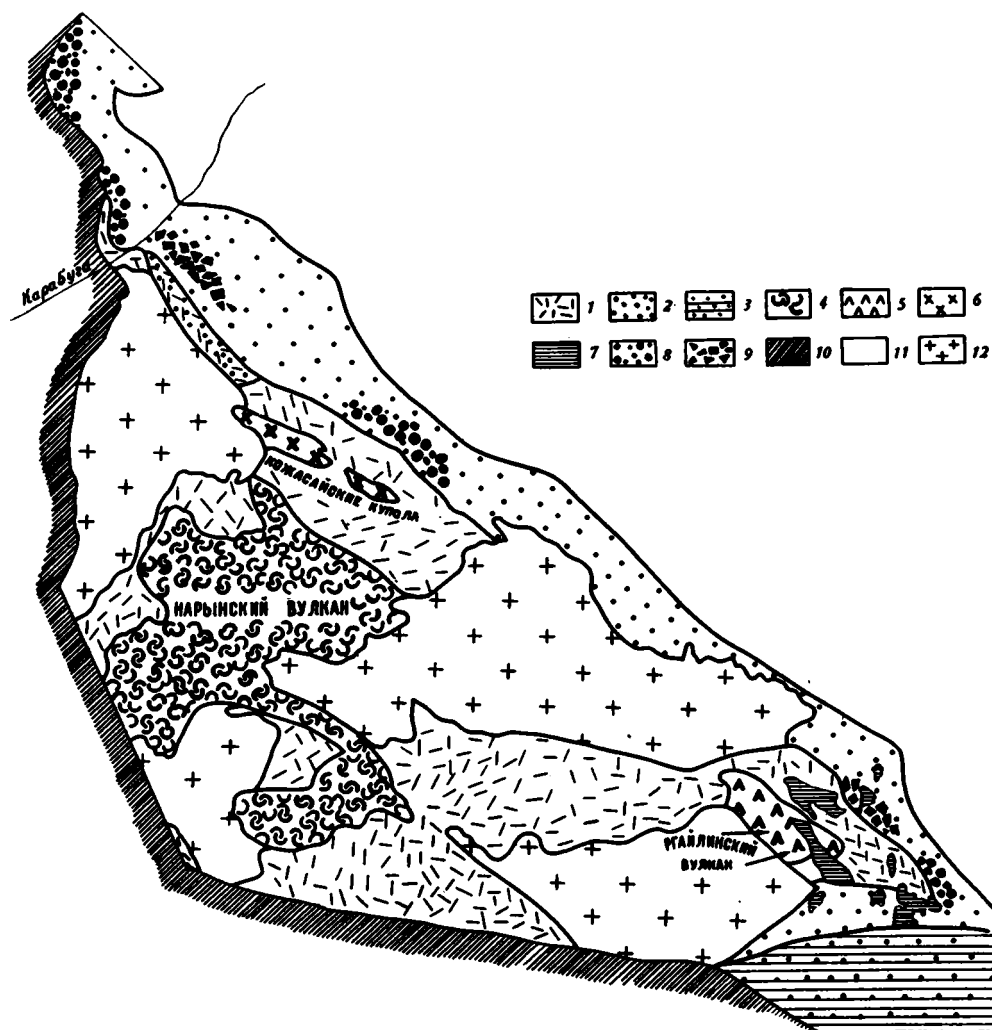
Выше была дана литолого-стратиграфическая характеристика ниже-среднедевонских вулканогенно-обломочных отложений и рассмотрены главнейшие типы пород, для которых в ряде случаев была установлена их генетическая природа. По характеру разрезов выделено три литологических комплекса, которые отличаются набором пород, их структурно-текстурными особенностями и характером стратификации. Исходя из этих данных, попытаемся восстановить палеогеографические и прежде всего ландшафтные условия, в которых происходило образование отдельных комплексов (фиг. 52, 53).

Эффузивно-пирокластический, наземный, комплекс. Характерными чертами комплекса, как мы уже отмечали, являются разнообразие пород, их большая латеральная изменчивость, специфическая стратификация отложений и, наконец, пестрые, преимущественно красноватые, лиловые цвета. Остановимся на некоторых генетических типах пород этого комплекса (см. табл. 3).

В туфах широко развит пепловый град. Он был встречен в риолитовой, базальто-андезито-дацитов и трахириолитовой сериях комплекса как в Карабугинском, так и в Тарбагатайском антиклинариях. Его находки, как уже отмечалось, однозначно указывают на субаэральный характер эксплозивных извержений. О том же свидетельствуют бомбы и лапилли, встречающиеся в туфах комплекса, в том числе и в его самой нижней, андезито-базальтовой серии. Начиная с риолитовой серии, существенной частью разрезов становятся игнимбриты. Как утверждают большинство исследователей, изучавших игнимбриты (Росс, Смит, 1963; Смит, 1963; Энлоус, 1963, и др.), их формирование могло происходить только в субаэральной обстановке.

Характерная особенность стратификации эффузивно-пирокластического комплекса определяется тем, что его отложения отличаются крайней невыдержанностью и залегают обычно в виде линз. Не останавливаясь на эффузивах, локальность развития которых определяется состоянием вязкости расплава и характером его подачи на земную поверхность, рассмотрим форму залегания туфов; они образовывались из пеплопадов, а последние, как известно из современных примеров, перекрывают чехлом площади в сотни и тысячи квадратных километров. Поэтому большая латеральная невыдержанность туфов, на которую мы неоднократно указывали при характеристике комплекса, может говорить только об очень интенсивном размыве рыхлой пирокластики пеплопадов. Для примера можно привести пачку пепловых и агломератовых туфов трахириолитовой серии, прослеженную на небольшой территории в горах Акташ (см. фиг. 17, пачка 8). Строение этой пачки, равно как и ее мощность, сильно меняется от разреза к разрезу. Мощность пачки достигает 100–200 м. Однако в центральной части этой территории мощность туфов резко сокращается по разрезу Б до 20 м, а по разрезу В они вообще выклиниваются. Так как такое резкое изменение мощности пачки пепловых и агломератовых туфов произошло на небольшом расстоянии, не превышающем 3–4 км, объяснить это можно только размывом. Такой сильный размыв мог происходить лишь в наземных условиях. Он свидетельствует об интенсивных денудационных процессах. Последнее подтверждается также присутствием в разрезах комплекса конгломератов и грубообломочных псефитовых отложений пролювиально-лахарового типа, а также многочисленных следов размыва отложений.

Пестроцветный облик пород эффузивно-пирокластического комплекса в котором явно преобладают красные, красновато-бурые, розовые, палевые и лиловые цвета, указывает на присутствие в осадках окисного железа. Это возможно только в условиях свободного



Фиг. 52. Схематическая палеогеографическая карта Карабугинского антиклинория
 1 —вулканическая суша; 2 — прибрежная полоса морского бассейна; 3 — относительно глубоководная часть морского шельфа; 4 — постройка риолитового вулкана; 5 — постройка базальто-андезито-дацитового вулкана; 6 — экструзивный купол кварцевых порфиров; 7 — субвулканическое тело основного— среднего состава; 8 — районы морского мелководья и дельты; 9 —районы береговых обвалов; 10 — более древние отложения (ордовикские, силурийские), выступающие из-под вулканогенных образований нижнего — среднего девона; 11 — более молодые отложения (живет-франские, третичные и четвертичные), перекрывающие вулканогенные образования нижнего — среднего девона; 12 — интрузии гранитоидов, прорвавшие вулканогенные образования нижнего — среднего девона в карбон-пермское время

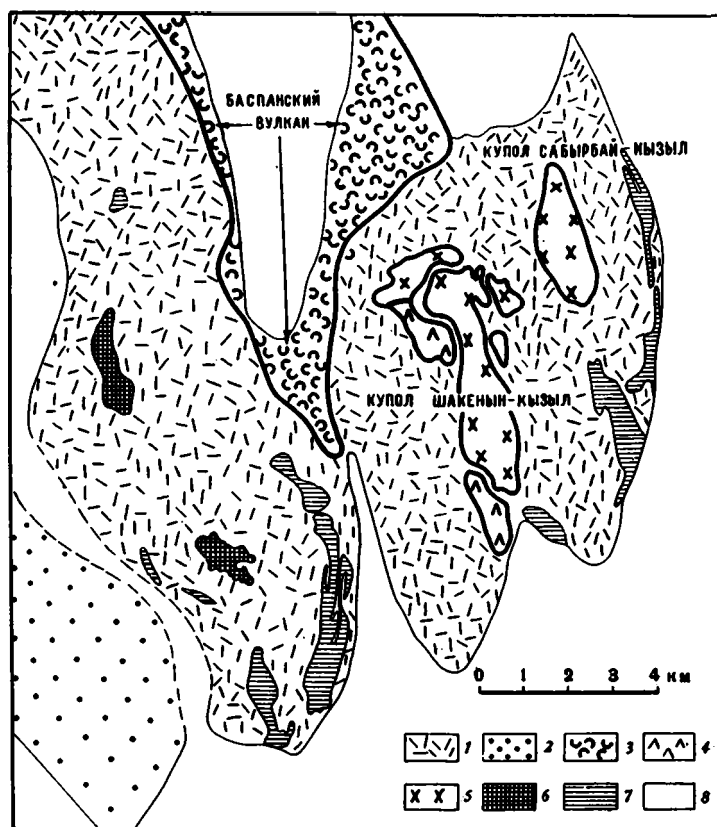
доступа к осадкам кислорода в азральных условиях или кислородных вод — в субаквальных. В этом отношении характерно, что туфы и тефроидные песчаники, залегающие обычно в виде линз среди эффузивов и по текстурным признакам отнесенные к бассейновым, субаквальным отложениям, обладают серыми, зеленоватыми и голубоватыми цветами.

Приведенные данные позволяют считать, что эффузивно-пирокластический комплекс формировался в наземных условиях. Тот факт, что наземный комплекс пространственно обособлен от других комплексов, говорит о том, что во время его образования существовала довольно стабильная по своей конфигурации вулканическая суша. Теперь попытаемся восстановить по литологическим данным, что же представляла собой эта суша, каков ее рельеф, менялся ли он со временем и в какой связи эти изменения находились с вулканизмом. Хотя имеющиеся литологические данные не позволяют детально реконструировать палеорельеф суши, однако некоторые черты ландшафта все же удастся восстановить.

Карабугинский антиклинорий. Условия формирования нижней андезито-базальтовой серии, обнажающейся в междуречье Карабуги и Тебзге, не совсем ясны. Как уже отмечалось, в туфах серии, развитых в горах Жылытау, были встречены бомбы андезито-базальтовых порфиритов, что указывает на субазальный характер извержений. Однако условия седиментации этих туфов, судя по их текстурам, были водными (четкая горизонтальная слоистость средняя, мелкая и тонкая; хорошо проявленная градационная сортировка обломочного материала, иногда встречающиеся знаки взмучивания). Скорее всего, формирование андезито-базальтовой серии происходило в условиях образующейся суши, частично — в наземных условиях, а частично — в морских.

К началу формирования следующей, риолитовой серии установились довольно стабильные наземные условия. Образование серии было связано с деятельностью Нарынского вулкана. Постройка вулкана образована в основном эффузивами и игнимбритами. Пирокластические породы, в большом количестве присутствующие на периферии вулкана, в его пределах почти полностью отсутствуют. Это позволяет сделать вывод о том, что вулкан представлял собой положительную форму рельефа и рыхлые накопления с него сносились. Известно также, что отложения игнимбритовых извержений, заполняя отрицательные формы рельефа, по-видимому, выравнивали последний. Так, тектоническая депрессия, возникшая в пределах Нарынского вулкана, была выполнена 300-метровой толщей игнимбритов. К концу формирования риолитовой серии рельеф был, видимо, основательно сnivelирован игнимбритовыми покровами.

В начале образования базальто-андезито-дацитово-й серии, когда преобладали излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав, рельеф оставался, вероятно, сглаженным. Он был образован потоками лавы, и в понижениях между ними располагались мелкие бассейны, вероятно, типа озер. Пеплопады, сопровождавшие излияния лав, засыпали поверхность пеплом, однако захоронялись пирокластические осадки главным образом в этих бассейнах, так как они служили своего рода ловушками. Туда же сносился и переотложенный пепел. По-видимому, трудно иначе трактовать строение нижней (эффузивной) толщи, сложенной на 80–90% потоками базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, между которыми изредка встречаются небольшие линзы субаквальных туфов и тефроидных песчаников. Время существования упомянутых бассейнов было, очевидно, ограничено: они постепенно мелели, заполняясь осадками, и в конце концов "запечатывались" лавой последующих извержений. Характерно, что нижние части покровов или потоков эффузивов, залегающих на субаквальных туфах, часто имеют миндалекаменное строение. Возникновение пористой шлаковой текстуры в подошве таких потоков можно объяснить взаимодействием лавы либо с водой, либо с влажными осадками. Позже, судя по составу 6-й пачки обломочных пирокластических и тефроидных пород, характер вулканической деятельности изменился, и преобладающими стали мощные и пароксизмальные эксплозии. На земную поверхность выпадали, покрывая чехлом большие площади, огромные массы рыхлого пирокластического материала. В разрезах от этих мощных накоплений сохранились лишь сравнительно небольшие фрагменты. Основная же масса рыхлой пирокластики была размыта, переотложена или вынесена за пределы вулканической суши. Денудационные процессы в это время стали более интенсивными. Последнее подтверждается присутствием линз крупнообломочных и даже глыбовых конгломерато-брекчий пролювиально-лахарового происхождения, а также конгломератов и песчаников, образовавшихся в результате неоднократного переотложения



Фиг. 53. Схематическая палеогеографическая карта северо-восточного борта Тарбагатайского антиклинория

1 — вулканическая суша; 2 — прибрежная полоса морского бассейна; 3 — постройка риолитового вулкана; 4 — постройка дацитового вулкана; 5 — экструзивный купол риолитового фельзит-порфира; 6 — субвулканические тела кислого состава; 7 — субвулканические тела основного — среднего состава; 8 — более молодые отложения (живет-франские, третичные и четвертичные), перекрывающие вулканогенные образования нижнего — среднего девона

псефитового и псаммитового материала различными седиментационными агентами. Все сказанное позволяет предположить существование в это время резко расчлененного, возможно, горного рельефа.

Такого же типа рельеф сохранился и позже, когда стали действовать другие вулканы, извергавшие расплав риолитового и трахириолитового составов, и началось формирование последней серии, завершающей разрез наземного комплекса.

Тарбагатайский антиклинорий. На правобережье р. Талды-Базар удается восстановить следующие детали палеорельефа. Нижняя, андезито-базальтовая серия формировалась в наземных условиях, видимо, частично (а может быть, и целиком), так как среди эффузивов залегает покров игнимбритоподобных пород андезито-дацитового состава. Покров хорошо прослеживается на большой территории; его формирование происходило, вероятно, в наземной обстановке. Последнее как будто подтверждается и отсутствием шаровой отдельности в основных эффузивах комплекса.

Риолитовая серия представлена толщей туфов и тефроидных песчаников с единичными линзами эффузивов, слагающих экстррузивные купола (Шакенын-Кызыл, Сабырбай-Кызыл и др.), и более сложным гетерогенным образованием Бугазского вулкана. Во время формирования риолитовой серии рельеф представлял собой, видимо, относительно пологую низкую равнину с возвышающимися постройками стратовулканов и куполов. Судя по тому, что туфы преобладают над тефроидными песчаниками, образованными в результате перемыва и переотложения пепла, можно сделать вывод о сравнительной вялости денудационных процессов. Такие же, вероятно, условия сохранились здесь и позже, во время формирования базальто-андезито-дацитовой серии, так как в ее разрезах мы видим мощную (до 300 м) и довольно выдержанную толщу агломератовых туфов, переработанных относительно мало. Отложения пеплопадов, завершивших серию, формировались, судя по их текстуре (горизонтальная слоистость очень четкая, тонкая, мелкая, реже средняя, с хорошо проявленной сортировкой обломочного материала; слоистость; знаки взмучивания и др.), в спокойной субаквальной обстановке либо крупного озера, либо морской лагуны. Денудационные процессы значительно активизировались в завершающую стадию наземного вулканизма, когда в этом районе образовался крупный Баспанский стратовулкан. Среди туфов и тефроидных песчаников, синхронных Баспанскому вулкану и залегающих по его периферии, в довольно большом количестве встречаются линзы конгломератов и конгломерато-брекчий.

* * *

Рельеф вулканической суши в целом был расчлененный, а временами сильно расчлененный. Большую роль в нем играли вулканические положительные формы рельефа: постройки крупных стратовулканов — Нарынского, Баспанского, Бугазского, Ргайлинского, экстррузивные купола — Шакенын-Кызыл, Сабырбай-Кызыл и др. Они безусловно были основными, главными орографическими элементами рельефа и определяли гидрографию района. В пределах крупных вулканов образовывались иногда и отрицательные формы рельефа, например тектоническая депрессия в пределах Нарынского вулкана. Последовательно восстанавливая палеорельеф во время формирования серий наземного комплекса, видим, что он развивался и что его развитие находилось в непосредственной связи с характером вулканизма. Игнимбритовые крупные извержения и базальтовые излияния, например, выравнивали рельеф. Тому же, по-видимому, способствовали и пеплопады, так как подвижный при переносе пепел очень быстро сносился в пониженные участки рельефа, например в ложбины или озера. Связь рельефа с вулканизмом не всегда была прямой. Последний в ряде случаев лишь создавал необходимые предпосылки для развития тех или иных рельефообразующих процессов.

Эффузивно-тефроидный, прибрежно-морской, комплекс. Он представляет собой очень своеобразную ассоциацию пород, резко отличающуюся по своим литологическим данным как от эффузивно-пирокластического комплекса, так и от тефroidного. Эти различия достаточно наглядно представлены в табл. 3.

Для эффузивно-тефroidного комплекса наиболее характерны основные эффузивы подводных, трещинных излияний, их гиадокластиты (аквагенные туфы), конгломерато-брекчий береговых обвалов, конгломераты и песчаники морского мелководья. Уже один перечень генетических типов пород рассматриваемого комплекса достаточно определенно рисует фациальную обстановку его формирования. Широкое развитие шаровой отдельности в основных эффузивах, ассоциация последних с аквагенными туфами, находки морской фауны в линзе известняков, залегающей среди эффузивов, — все это свидетельствует о подводных, морских условиях седиментации. Вместе с тем широкое развитие отложений береговых обвалов и морского мелководья безусловно указывает на близость к размывавшейся суше. Таким образом, можно сказать, что формирование эффузивно-тефroidного комплекса происходило в прибрежной полосе морского бассейна.

Изучение рельефа морского бассейна весьма затрудняется тем, что большинство отложений комплекса, например эффузивы подводных трещинных излияний, туфы, образованные пеплопадами наземных извержений, отложения береговых обвалов и другие, отража-

ют прежде всего специфику подачи вулканогенного материала в морской бассейн. Однако некоторые черты рельефа прибрежно-морской полосы все же удастся восстановить.

Знакомясь с разрезами прибрежно-морского комплекса в различных районах, мы видели, что конгломерато-брекчий береговых обвалов, конгломераты и песчаники морского мелководья совместно почти не встречаются. Это обстоятельство наводит на мысль о том, что характер морского берега в этих районах был разный. В местах развития отложений береговых обвалов берега были, видимо, крутые, возвышающиеся над морем, которое их подмывало. По-видимому, здесь существовали и значительные глубины, так как отложения, образовавшиеся при обвалах, захоронялись полностью и почти не разрушались морскими волнениями. Об этом же говорят и текстуры псаммито-алевритовых пород, залегающих совместно с отложениями береговых обвалов. В них развита отчетливая горизонтальная слоистость с четкими слоевыми границами; хорошо проявлена градационная сортировка обломочного материала; отсутствуют текстуры, указывающие на волнения воды, размыв осадка или на какие-либо другие нарушения. Седиментация происходила здесь в спокойной гидродинамической обстановке, видимо, на значительной глубине. В районах развития конгломерато-брекчий береговых обвалов граница между вулканической суши и впадиной морского бассейна носила, вероятно, характер тектонического уступа. Это подтверждается также и тем, что в этих районах наземный и прибрежно-морской комплексы граничат по разломам, которые, как было показано выше, служили подводными каналами для трещинных излияний базальтовых лав.

В районах развития конгломератов и песчаников морского мелководья характер берегов и рельеф прибрежной зоны был, видимо, иным. Берега здесь были не такими крутыми, как рассмотренные выше. В прибрежной зоне господствовало мелководье; гидродинамические условия седиментации были беспокойными. Это подтверждается тем, что в конгломератах, гравелитах и песчаниках встречаются такие текстуры, как косо-волнистая слоистость, следы размывов, обломки взломанных слоев и другие, характерные для беспокойной обстановки морского мелководья. В предыдущей главе мы останавливались на них достаточно подробно и здесь лишь подчеркнем, что косо-волнистая слоистость отмечается не только в песчаниках, но даже и в гравелитах, что может указывать на большую силу морских волнений. В целом можно сказать, что рельеф прибрежно-морской зоны был довольно расчлененным и, видимо, со значительными перепадами глубин.

Тефроидный, морской, комплекс. В отличие от наземного и прибрежно-морского комплексов морской не содержит, как мы видели, эффузивов и сложен преимущественно пирокластическими, тефроидными и вулканотерригенными обломочными породами. Ископаемые остатки морской фауны, встречающиеся в породах этого комплекса в довольно большом количестве, указывают на морские условия седиментации. Характерно, что косо-волнистая слоистость, а также знаки взмучивания отмечаются только в обломочных породах алевритовой размерности. Этот факт указывает на относительно спокойную гидродинамическую обстановку седиментации. Последняя происходила, вероятно, на значительной глубине, куда достигали лишь отголоски наиболее сильных волнений.

* * *

Мы выяснили, таким образом, что рассмотренные нами литологические комплексы формировались в различных фациальных условиях, что и определило в значительной мере их литологическую специфику. Эффузивно-пирокластический, наземный, комплекс формировался в пределах вулканической суши, эффузивно-тефроидный, прибрежно-морской, — в прибрежной полосе морского бассейна и, наконец, тефроидный, морской, — в довольно глубоководной части шельфа.

Областью сноса была, естественно, суша, областью аккумуляции — морской бассейн. О размерах и конфигурации суши мы можем судить по распространению отложений эффузивно-пирокластического, наземного, комплекса и по его взаимоотношению со смежным эффузивно-тефроидным, прибрежно-морским. Уже отмечалось, что наземный комплекс пространственно обособлен от других комплексов; это указывает на существование довольно стабильной по своей конфигурации суши. Выходы наземных вулканитов образуют

два параллельных ряда: один — по северо-восточному борту Тарбагатайского антиклинория, другой — в Карабугинском антиклинории. Между ними располагается Сарсазанский синклинорий, выполненный отложениями верхнего девона — нижнего карбона.

Находились ли наземные вулканы двух антиклинориев в пределах единой вулканической суши или представляли собой острова, разъединенные проливом, впоследствии унаследованным Сарсазанским синклинорием, сказать невозможно. Пространственное расположение комплексов очень сложное, и по нему можно лишь предполагать, что вулканическая суша представляла собой либо единый сильно изрезанный остров, либо серию островов, окруженных морем.

Смежные комплексы — наземный и прибрежно-морской — сочленяются друг с другом по-разному. В одних случаях пачки пород, образованные в наземных условиях, чередуются с породами, формировавшимися в морской обстановке. Такого рода разрез хорошо представлен по среднему течению р. Карабуги, в 1,5 км от выхода ее на Зайсанскую равнину. Очевидно, фациальная обстановка была здесь неустойчивой, и наземные условия неоднократно сменялись морскими. В других случаях названные комплексы сочленяются по резкой границе. Такого рода контакт хорошо выражен по северо-восточному борту Карабугинского антиклинория, где наземный и прибрежно-морской комплексы граничат по серии разломов северо-западного (тарбагатайского) простирания.

В заключение попытаемся в общих чертах представить палеогеографическую обстановку в связи с развитием в среднем палеозое основных структур Тарбагатая (Афоничев, 1960а). К девону нижнепалеозойский геосинклинальный бассейн начал дифференцироваться, и в его пределах стало развиваться геоантиклинальное поднятие северо-западного простирания — Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий. В нижнем девоне (в кобленце) в пределах упомянутого геоантиклинального поднятия началось формирование суши, которое сопровождалось наземным дифференцированным, высокоэксплозивным вулканизмом. С образованием вулканической суши в рельефе отчетливо обособились области сноса и аккумуляции. Это было основной предпосылкой для формирования мощных накоплений обломочного, вулканогенного материала. Последний явился такой же характерной, определяющей частью ниже-среднедевонских отложений Тарбагатая, как и наземные дифференцированные вулканы.

ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Огромная роль вулканизма в формировании земной коры и многих полезных ископаемых, для которых в настоящее время доказана прямая или косвенная генетическая связь с вулканизмом, уже не вызывает сомнений. В связи с этим становится очевидной необходимость изучения самого вулканизма как явления.

В этой главе попытаемся провести палеовулканологические реконструкции девонского вулканизма Тарбагатая в его развитии, выяснить его закономерности и особенности, насколько это возможно, учитывая большую сложность геологического строения района и измененность девонских пород. Основой для палеовулканологических реконструкций являются изложенные в предыдущих главах результаты литолого-стратиграфических, фациальных и палеогеографических исследований. Большую роль при палеовулканологических реконструкциях сыграло изучение генетических типов пород, позволившее представить вулканизм в его конкретных проявлениях.

Выделенные литологические комплексы различаются прежде всего автохтонными вулканическими породами (в морском комплексе последние отсутствуют, и он рассматриваться не будет). В эффузивно-тефроидном, прибрежно-морском, комплексе автохтонные вулканические породы представлены однообразными базальтоидами трещинного типа. В эффузивно-пирокластическом, наземном, комплексе, напротив, это чрезвычайно разнообразные эффузивные, игнимбритовые и эксплозивные породы базальтового, андезитового, дацитового, риолитового, трахириолитового и фонолитового составов. Такая резкая специализация синхронных вулканических пород в смежных фациальных комплексах позволяет сделать вывод о существовании двух типов вулканизма, приуроченных к различным структурным элементам.

1. Резко дифференцированный вулканизм, приуроченный к островным поднятиям.
2. Недифференцированный вулканизм, приуроченный к тектонической зоне сочленения островного блока с впадиной морского бассейна.

Дифференцированный вулканизм

Как видно из строения наземного комплекса, вулканизм островных поднятий отличался очень широким диапазоном состава извергавшегося материала – от базальтов до трахириолитов и фонолитов. При этом наблюдалась периодическая, четырехкратная смена состава, при которой производные андезито-базальтового расплава чередовались с производными риолитового расплава (химические составы вулканических пород приведены в табл. 4). Эта черта наземного вулканизма Тарбагатая отражает периодический характер поступления разнородного материала. В соответствии с этим в наземном вулканизме островных поднятий выделяются четыре этапа:

- 1 – андезито-базальтовый вулканизм;
- 2 – риолитовый вулканизм;
- 3 – базальто-андезито-дацитовый вулканизм;
- 4 – риолитовый и трахириолитовый вулканизм.

Первый этап – андезито-базальтовый вулканизм. После подводных извержений, происходивших где-то в конце силура или на рубеже силура и девона и образовавших довольно однообразные толщи эффузивов и туфов, преимущественно пироксен-роговообманковых порфиринов, начался дифференцированный вулканизм, с которым связано образование

Химический состав вулканических пород (в вес. %)

Компоненты	Номер анализа					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	50,11	73,41	76,15	70,39	70,51	72,68
TiO_2	1,01	0,25	0,25	0,55	0,60	0,19
Al_2O_3	16,70	14,10	12,26	15,26	12,94	13,47
Fe_2O_3	4,13	0,53	0,90	0,30	2,56	1,18
FeO	5,82	0,69	0,50	0,75	Нет	2,14
MnO	0,18	0,06	0,06	0,13	2,71	0,09
MgO	6,67	Нет	0,05	0,16	Нет	0,46
CaO	8,09	1,44	1,25	2,76	6,35	0,60
Na_2O	3,78	4,86	2,42	3,89	2,90	3,12
K_2O	0,34	3,21	3,40	3,97	0,52	4,91
P_2O_5	0,32	0,16	0,14	0,11	0,03	—
H_2O^+	2,27	1,32	2,13	0,89	0,57	—
H_2O^-	0,26	0,10	0,20	0,12	0,07	—
$C_{орг}$	—	Нет	0,04	0,21	Нет	—
Сумма	99,68	100,13	99,75	99,49	99,76	98,84

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	9	15	9,8	14,2	7,1	13,0
c	7	1,7	0,2	3	5,0	0,6
b	24	1,0	6,9	2,7	7,4	6,9
s	60	82,3	83,1	80,1	80,5	79,9
f'	39	100	19	80	64,5	44,5
m'	48	0	1,9	10	0	11,0
c'	13	0	7,9	10	35,6	44,5
n'	94	70	52	60	90	51,4
φ	15	35	11	10	29	31,8
t	1,5	0,28	0,23	0,59	0,7	0,2
Q	5	33	46	28,8	41,8	33,2
a/c	1,3	8,6	49	4,6	1,42	21,7

наземно-морских вулканогенно-осадочных отложений нижнего — среднего девона. На первом этапе происходили излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав; эксплозии играли подчиненную роль. Сильная измененность пород андезито-базальтовой серии и сравнительно небольшие площади ее выходов не позволили в достаточной мере расшифровать характер вулканизма. По всей вероятности, вулканизм первого этапа протекал частично в наземных, частично в подводных условиях. Присутствующие в некоторых туфах бомбы базальтовых порфиритов свидетельствуют о суббазальном характере эксплозии. Однако седиментация туфов, судя по их текстурам, происходила, видимо, в водной среде. Не совсем ясной остается и форма проявления вулканизма: был ли он центрального типа или трещинного.

По петрохимическому составу вулканические продукты первого этапа относятся к нормальным известково-натриевым дифференциатам базальтового расплава. При этом в Карабугинском антиклинории состав извергавшегося расплава был довольно однообразен — базальтовый и андезито-базальтовый. В Тарбагатайском антиклинории состав вулканического материала варьировал в более широких пределах — от базальтов до андезитов и

Т а б л и ц а 4. (продолжение)

Компоненты	Номер анализа					
	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48,66	48,19	69,51	61,49	54,84	69,89
TiO_2	1,40	1,57	0,42	0,84	0,76	0,78
Al_2O_3	17,94	19,67	13,80	16,14	17,31	14,13
Fe_2O_3	3,96	5,98	1,42	3,20	4,08	2,24
FeO	5,95	3,42	1,16	2,21	5,83	0,87
MnO	0,16	0,15	0,09	0,11	0,18	0,05
MgO	6,10	5,32	0,90	2,45	2,88	Нет
CaO	11,16	6,99	3,10	5,86	6,33	0,80
Na_2O	2,52	4,66	4,47	3,60	3,34	6,14
K_2O	0,36	0,48	1,58	1,90	1,34	2,50
P_2O_5	0,16	0,23	0,09	0,11	—	0,11
H_2O^+	1,59	2,97	2,06	1,37	—	3,38
H_2O^-	0,58	0,34	0,10	0,13	—	0,02
$Сорг$	Нет	Нет	Нет	0,02	—	Нет
С у м м а	100,54	99,97	99,70	99,43	96,89	100,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	6,7	11,7	11,7	11,00	9,9	16,6
c	10,2	8,2	3,5	5,0	7,3	0,8
b	27,0	19,8	4,2	12,0	16,3	2,8
s	63,7	60,3	80,6	72,0	66,5	79,7
f'	38,0	46,1	57,3	51,0	63,5	90,7
m'	43,1	49,1	36,1	35,0	31,2	—
c'	18,8	4,8	6,6	14	5,3	9,3
n'	91,9	93,7	80	74	79	78,5
φ	14,0	27,9	30	23	41,6	65,1
t	2,1	2,3	0,43	0,9	1,1	8
Q	-3,8	-50,3	34,3	17	6,2	25,5
a/c	0,6	1,4	3,34	2,2	1,4	20,7

дацитов. Однако следует подчеркнуть, что извержения лав среднего состава происходили в сравнительно небольшом количестве и преимущественно в конце этапа.

Второй этап — риолитовый вулканизм. Этот этап знаменует собой начало кислого вулканизма. Смена андезито-базальтового вулканизма риолитовым, судя по четкой границе между сериями, произошла резко, без переходного периода. Возможно, на рубеже этапов было затишье вулканической деятельности, и андезито-базальтовые образования первого этапа местами были уничтожены эрозией. Подтверждением этого может служить несогласное залегание риолитовых образований второго этапа непосредственно на силурийских пироксен-роговообманковых порфиритах по правобережью р. Парыи (Карабугинский антиклинорий).

Анализ строения риолитовой серии в различных районах, а также установление генетической природы некоторых ее образований позволили довольно полно воссоздать картину вулканизма второго этапа. Вулканизм этот был безусловно наземным (стратификация отложений, характерная для наземных образований; присутствие таких генетических типов, как игнимбриты и пепловый град, в туфах) и отличался большим разнообразием.

Компоненты	Номер анализа						
	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	74,62	74,47	71,81	45,16	49,99	45,10	47,80
TiO_2	0,46	0,42	0,42	1,96	1,61	2,56	2,84
Al_2O_3	9,22	9,0	11,64	17,41	15,92	16,53	17,00
Fe_2O_3	5,37	4,82	3,64	6,42	6,52	0,16	10,24
FeO	1,74	1,86	0,79	5,51	3,37	10,17	3,63
MnO	0,24	0,25	0,05	0,32	0,18	0,22	0,15
MgO	0,11	Нет	0,13	7,33	5,88	7,97	4,79
CaO	0,72	0,8	0,76	6,48	9,22	8,92	6,13
Na_2O	1,53	1,58	2,26	4,09	3,14	2,16	2,26
K_2O	5,10	5,30	4,19	0,46	0,34	0,16	1,29
P_2O_5	0,05	0,11	Следы	0,50	0,39	0,50	0,48
H_2O^+	0,19	1,85	4,76	3,36	2,14	4,64	3,38
H_2O^-	0,06	0,16	0,40	0,37	0,26	0,66	0,82
$C_{орг.}$	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	—
С у м м а	99,41	100,62	100,85	99,37	98,96	99,75	100,81

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	10,36	10,80	10,50	10,2	7,7	5,4	6,0
c	0,49	0,4	0,8	7,3	7,2	9,3	7,5
b	6,53	5,7	7,7	25,9	24,5	27,8	28,5
s	82,4	83,1	81,9	56,4	60,6	57,7	57,1
f'	95,5	92,2	56,3	45,1	39,4	38,9	43,5
m'	3	0	2,9	50,7	42,3	52,2	28,7
c'	1,5	7,8	40,7	4,2	18,2	8,7	27,5
n'	31	31	44,1	93,6	93,6	95,8	72,7
φ	67	62,3	44,6	22,4	23,7	5,3	30,9
t	0,4	0,4	0,3	3,1	2,3	4,1	4,2
Q	43,2	44	41,1	-14,7	21,4	-4,9	-4,4
a/c	13	27	13,1	1,4	1,1	0,6	0,8

Андезит-базальтовая серия: 1 — базальтовый порфирит; риолитовая серия: 2 — фельзит, 3–5 — игнимбрит, 6 — фельзит; базальто-андезито-дацитовая серия: 7 — базальтовый порфирит, 8 — диабазовый порфирит, 9 — кварцсодержащий дацитовый порфирит, 10 — дацитовый порфирит, 11 — андезит-базальтовый порфирит; трахириолитовая серия: 12 — игнимбрит, 13 — кварцевый порфир, 14–15 — ортофир; прибрежно-морской комплекс: 16–19 — базальтовый порфирит.

Основная масса вулканического материала поставлялась на земную поверхность, по-видимому, стратовулканами центрального типа. Руины таких вулканов были обнаружены по левобережью р. Бугаз в Тарбагатайском антиклинории (Бугазский вулкан) и по правобережью р. Нарын в Карабугинском антиклинории (Нарынский вулкан). На правобережье р. Талды-Базар (Тарбагатайский антиклинорий), кроме того, характерными формами проявления вулканизма были экструзии риолитовых лав, сопровождавшиеся игнимбритовыми извержениями (экструзивные купола Шакены-Кызыл, Сабырбай-Кызыл и другие локализующиеся около них игнимбриты сходного петрохимического состава).

Нарынский вулкан может быть отнесен к довольно крупным вулканическим сооружениям. Его руины в настоящее время занимают площадь более 80 км². Однако это силь-

но заниженная цифра, не отражающая истинных размеров вулкана, так как часть постройки была уничтожена в более позднее время гранитной интрузией.

Изучение пород, слагающих руины Нарынского вулкана, а также установление их временной последовательности позволили в общих чертах восстановить его историю. Судя по тому, что его образования ложатся непосредственно на силурийские эффузивы, можно предположить, что вулкан образовался в возвышенной части суши, с которой вулканы первого этапа местами были полностью снесены. Деятельность вулкана началась, видимо, с излияний вязких риолитовых лав, которые образовали локальные нагромождения. Вслед за тем происходили мощные игнимбритовые извержения, в результате которых раскаленная суспензия газов, фрагментированной лавы и обломков кислых пород распространилась на значительной площади (пестрые игнимбриты с большим количеством мелких разноцветных обломков фельзитов прослеживаются от левобережья р. Карабуги до р. Тебезге). Далее, в течение, видимо, длительного времени происходили извержения вязких риолитовых лав, образовавших мощные нагромождения риолитов и среди них — небольшие экструзивные купола и дайки того же состава. Важным моментом в развитии вулканического очага явилось интенсивное отделение из расплава летучих компонентов и извержение пенных лав, образовавших толщи тонкофлюидальных, шаровых и проникающих игниспумитов. Этот процесс завершился игнимбритовыми извержениями. Продукты первых игнимбритовых извержений широко не распространились. По всей вероятности, они заполнили депрессию, возможно кальдеру, так как установлено, что, несмотря на большую мощность игнимбритов (более 300 м), развиты они локально и площадь их развития ограничена разломом. Продукты следующих игнимбритовых извержений уже переваливали за пределы депрессии и распространялись на большие расстояния (их покровы хорошо прослеживаются от р. Карабуги до р. Тебезге). Интересно отметить, что именно с этими самыми последними извержениями связаны игнимбриты с повышенным содержанием марганца (почти до 3% MnO в верхних частях покровов). К этому же времени относится начало извержений пемзовых, по всей вероятности, фонолитовых лав, происходивших затем эпизодически на третьем и четвертом этапах (с фонолитовыми лавами связана аллювиальная минерализация, на которой мы остановимся более подробно несколько позже).

По своим петрохимическим данным вулканические продукты второго этапа, если исключить фонолитовые породы, очень однообразны. Химические составы эффузивных, экструзивных и игнимбритовых пород очень близки к риолитам Йеллоустонского Парка и относятся к нормальному известково-щелочному ряду; все они пересыщены кремнеземом и в большинстве случаев богаты щелочами, причем обычно натрия все же преобладает над калием. Характерной чертой вулканических продуктов второго этапа является слабое развитие интрателлурических выделений, свидетельствующее об очень слабой раскристаллизации расплава в вулканических очагах как в Карабугинском, так и в Тарбагатайском антиклинориях.

Третий этап — базальто-андезито-дацитовый вулканизм. Этап характеризуется поступлением на земную поверхность очень разнородного вулканического материала основного и среднего составов — от базальтов до дацитов. Смена риолитового вулканизма второго этапа средним и основным вулканизмом третьего этапа произошла довольно резко; риолитовая и базальто-андезито-дацитовая серии граничат по четкой границе без переходной зоны. Совсем иной характер имеет верхняя граница серии, отражающая постепенную смену вулканизма третьего этапа риолитовым и трахириолитовым вулканизмом четвертого этапа. Риолитовый расплав начинает извергаться в самом конце этапа и связан с началом деятельности вулканов, расцвет которых приходится на следующий, четвертый этап.

Судя по локальности распространения эффузивов и большому количеству взрывных продуктов, можно предположить, что вулканизм был центрального типа. В горах Жылтау среди вулканических базальто-андезито-дацитовых серий установлены руины постройки Ргайлинского вулкана. Разрез серии в этом районе дает представление о строении конуса стратовулкана. Анализ разреза позволяет в общих чертах восстановить его развитие.

Его деятельность началась с излияний лав андезитового и базальтового составов, в результате которых образовалась довольно мощная эффузивная толща. Вслед за этим характер вулканической деятельности резко изменился: относительно спокойные излияния сменились серией очень сильных, возможно, пароксизмальных эксплозий, в результате которых образовалась 250-метровая толща агломератов, в том числе и глыбовых. Судя по присутствию в них бомб дацитовых порфиров, начало взрывной деятельности началось в связи с поступлением более кислого, дацитового расплава, излияниями которого и завершилась деятельность этого вулкана. Таким образом, на конкретном примере Ртайлинского вулкана хорошо видно, что извергавшийся расплав последовательно раскислялся от базальтов и андезитов в начале этапа до дацитов в конце и что такая дифференциация происходила в пределах всего лишь одного вулканического очага.

Дифференциация вулканического материала в процессе вулканизма отчетливо проявлялась и в целом для всего этапа как в пределах Карабугинского антиклинория, так и Тарбагатайского. В обеих структурах вулканизм начинался с извержений вулканического материала андезитового и базальтового составов и завершался извержением дацитового расплава. При этом установилось некоторое различие в вулканизме этих структур, проявляющееся в том, что для Тарбагатайского антиклинория излияния базальтовых лав были менее характерны, чем для Карабугинского, где в основании серии базальтовые порфиры образовали довольно мощную толщу.

Характер вулканической деятельности третьего этапа, судя по вулканическим продуктам, был очень разнообразным. Здесь имели место излияния лав базальтового, андезитового и дацитового составов. Иногда, видимо, происходили также небольшие игнимбритовые извержения расплавов среднего состава, чередующиеся с эксплозиями. В результате эксплозий, от небольших по силе и количеству выброшенного материала до пароксизмальных, образовались мощные толщи агломератов и туфов. Пеплопады довольно часто сопровождались ливнями, вследствие которых в пепловых тучах происходило быстрое слипание мелких частиц в пепловый град. Последний вместе с пеплом выпадал на земную поверхность, захороняясь чаще всего в небольших замкнутых бассейнах, видимо, в озерах.

Четвертый этап — риолитовый и трахириолитовый вулканизм. В наземном вулканизме четвертый этап явился заключительным. Смена основного и среднего вулканизма третьего этапа кислым вулканизмом четвертого, как уже отмечалось, произошла постепенно, о чем свидетельствует переслаивание их продуктов в верхней части базальто-андезито-дацитовой серии. Кислый вулканизм, главным образом в эксплозивной форме, начался еще в конце третьего этапа, когда происходили извержения старых вулканов. Прекращение деятельности последних условно считается началом четвертого этапа вулканизма.

Вулканизм рассматриваемого этапа в пределах Карабугинского и Тарбагатайского антиклинориев развивался по-разному. В Карабугинском антиклинории уже при первом знакомстве с разрезом трахириолитовой серии обнаруживается отчетливая эволюция вулканического материала во времени, в связи с чем можно выделить несколько подэтапов, или циклов.

Первый цикл начался с эксплозий, вслед за которыми произошли игнимбритовые извержения и излияния вязких риолитовых лав. По своим петрохимическим данным вулканические продукты этого цикла очень близки к вулканитам второго этапа: они также относятся к "нормальным" известково-натриевым риолитам, и в них тоже очень редки интрателлурические выделения, представленные мелкими кристаллами плагиоклаза.

Главными событиями второго цикла были экструзии кварцевых порфиров, сопровождавшиеся игнимбритовыми извержениями и эксплозиями. По петрохимическим данным вулканические продукты рассматриваемого цикла резко отличаются от предыдущего; они относятся уже к трахириолитовым породам, в которых наблюдается высокое содержание щелочей с преобладанием калия над натрием. Характерной особенностью вулкаников является большое количество порфировых выделений хорошо раскристаллизованного кварца. Таким образом, в вулканизме цикла участвовал трахириолитовый расплав, в котором произошла довольно интенсивная кристаллизация кварца.

В следующем, третьем цикле происходили излияния и экструзии ортофиоров и мощнейшие ультравулканские эксплозии, принимавшие временами форму следовавших друг за другом пароксизмов, среди которых были и направленные взрывы. Судя по огромному объему обломочного, главным образом резургентного материала, вулканические постройки были, по-видимому, сильно разрушены эксплозиями. Последние сопровождались выбросом больших масс тонкого пирокластического материала. В пепловых тучах довольно часто образовывался пепловый град. Продукты пеплопадов сохранялись, однако, редко, преимущественно в субаквальных условиях, очевидно, в озерах. Эксплозии были связаны с происходившими в это время излияниями и экструзиями ортофиоров. Об этом свидетельствует одинаковый минеральный состав вкрапленников в лавах и кристаллокластов в агломератовых и пепловых туфах. По химическому составу вулканы третьего цикла так же, как и предыдущего, относятся к трахириолитовым породам; для них характерно высокое содержание калия и его преобладание над натрием. Однако петрографически они сильно отличаются. Вулканы третьего цикла характеризуются высокой кристалличностью. Помимо фенокристаллов кварца, который в данном случае играет резко подчиненную роль, в большом количестве развиты довольно крупные (до 3—5 мм) вкрапленники ортоклаза и альбита. Таким образом, в вулканизме третьего цикла принимали участие расплавы, в которых к моменту извержений произошла уже значительная кристаллизация.

Характерной особенностью вулканизма четвертого этапа является скачкообразное изменение количества и состава кристаллической фазы от одного цикла к другому. Причины этого явления пока неясны. Завершился вулканизм четвертого этапа излиянием лав базальтового состава.

В пределах Тарбагатайского антиклинория вулканизм был связан с деятельностью крупного риолитового стратовулкана (Баспанского), строение которого детально разбиралось выше. Судя по большому разнообразию слагающих его продуктов, формы проявления вулканизма были очень разнообразны: излияния пенистых лав, образовывавших мощные покровы шаровых и тонкофлюидальных игниспумитов, развитие многочисленных, но, как правило, мелких экструзивных куполов и связанных с ними игнимбритовых извержений, палящих туч или раскаленных лавин. Достаточно частыми были и эксплозии. Об этом свидетельствует большое количество туфов в разрезах серии вдали от вулкана. В пределах самого вулкана эксплозивные рыхлые продукты сохранялись редко, так как интенсивно разрушались и выносились прочь. Характерной особенностью состава вулканитов является почти полное отсутствие или очень слабое развитие интрателлурических выделений.

* * *

Сравнивая вулканизм четвертого этапа в Карабугинском и Тарбагатайском антиклинориях, мы видим, что в целом состав извергавшегося расплава в обоих районах был близок и характеризовался повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием. В то же время в вулканизме обоих антиклинориев проявилось некоторое различие, выражающееся в том, что в одном случае (в Тарбагатайском антиклинории) расплав в очаге не подвергся заметной кристаллизации и извергался на протяжении всего этапа в гомогенном, сильно расплавленном состоянии. В другом случае (Карабугинский антиклинорий) извергался расплав, подвергшийся в очаге частичной или даже значительной кристаллизации.

Подводный недифференцированный вулканизм

Как было показано выше, в формировании прибрежно-морского комплекса большую роль играл местный подводный вулканизм. Он начался в кобленце и продолжался до жи-

вета включительно. Характерной особенностью этого вулканизма, в отличие от рассмотренного выше синхронного наземного, является однообразие состава извергавшегося материала и отсутствие его дифференциации.

По своему характеру вулканизм был исключительно эффузивным. Излияния однообразных трахибазальтовых лав происходили в толще морской воды, что являлось причиной образования в них подушечной отдельности, амигдалоидов, а также гиадокластитов. Судя по большой мощности как отдельных покровов, так и всей эффузивной толщи, масштаб подводного вулканизма был значительным. Так, например, мощность эффузивов по правобережью р. Карабуги, где обнажается только верхняя часть комплекса, составляет более 500 м, а по левобережью Карабуги, где обнажается нижняя часть комплекса, — более 600 м. Общую мощность вулканических продуктов определить невозможно, однако совершенно ясно, что она была велика.

По петрохимической характеристике эффузивы очень однообразны и относятся к базальтоидам. Обращает на себя внимание повышенное содержание в породах фосфора (0,48–0,50% P_2O_5). Характерной чертой изливавшихся расплавов было высокое содержание летучих компонентов, о чем свидетельствует прежде всего широкое развитие амигдалоидов.

Как уже отмечалось, подводный вулканизм пространственно и генетически связан с системой субпараллельных разломов, приуроченных к тектоническим зонам, по которым происходило сочленение двух структур: островного блока и впадины морского бассейна. Эти разломы служили подводными каналами, по которым расплав подавался в прибрежную зону морского бассейна. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся переходы, пространственная связь эффузивов и многочисленных субпараллельных даек, приуроченных к разломам. Вулканический очаг, расплав которого на протяжении всего времени вулканической активности не испытывал дифференциации, находился, видимо, на большой глубине.

* * *

Девонский вулканизм Тарбагатай, как мы видели, отличается большой сложностью. Подводя итоги, можно сделать наиболее важные выводы.

1. В девонском вулканизме выделяются два типа: вулканизм дифференцированный наземный, развивавшийся на островных поднятиях, и вулканизм недифференцированный базальтовый, подводный.

2. Характерной особенностью наземного вулканизма является большой диапазон состава извергавшегося материала — от базальтового до риолитового и фonoлитового.

3. Следующей характерной чертой вулканизма является периодическая (четырёхкратная) смена состава вулканического материала, которая привела к чередованию в разрезе мощных толщ, состоящих из производных либо риолитовых, либо основных и средних лав.

4. В ходе вулканического процесса происходила дифференциация извергавшегося материала. При этом следует подчеркнуть, что для андезито-базальтового и риолитового вулканизма устанавливается различный характер дифференциации. Для продуктов основного и среднего вулканизма она представляет собой щелочноземельную ветвь дифференционного ряда с постепенным раскислением от базальтов к андезитам и дацитам. Для продуктов кислого вулканизма устанавливается щелочной характер дифференциации с увеличением щелочности и с последовательным изменением состава от известково-натриевых риолитов к трахириолитам с преобладанием калия над натрием и дальше к фonoлитам.

5. Разграниченность проявлений андезито-базальтового и риолитового вулканизма во времени и в пространстве (приурочены к различным вулканическим центрам), а также разный характер дифференциации позволяют предполагать, что они произошли из различных вулканических очагов и что наземный вулканизм, таким образом, является полигенным. При этом риолитовый вулканизм связан, видимо, с местными очагами гранитной магмы, и образование тектонических депрессий в пределах некоторых вулканов свидетельствует скорее всего о неглубоком залегании вулканических очагов.

6. Наземные извержения были чрезвычайно разнообразными как по типу, так и по силе. Здесь имели место: а) излияния лав, обладающих большим диапазоном вязкости и подвижности — от основных жидких и подвижных пенистых риолитов до очень вязких риолитовых; б) выжимание риолитовых лав в виде экструзивных куполов; в) извержение негетеролитных игнимбритов, раскаленных лавин и палящих туч, причинно связанных с развитием экструзивных куполов; г) мощные игнимбритовые извержения, образовавшие крупные покровы гетеролитных игнимбритов; д) эксплозии от небольших взрывов до сильнейших пароксизмов, среди которых устанавливаются и направленные взрывы.

7. Подводный трещинный вулканизм отличается стабильным трахибазальтовым составом изливавшихся лав и отсутствием дифференциации в ходе вулканического процесса. Он приурочен к тектоническим зонам сочленения островных блоков и впадины морского бассейна. Его питание происходило по разломам из глубоких вулканических очагов.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АЛЮМИНИЯ И МАРГАНЦА

В исследуемых районах рудопроявления изучались геологами ВАГТа и ВКГУ при проведении геологической съемки и специальных разведочных работ. В результате в поле развития вулканогенно-осадочных отложений нижнего – среднего девона были установлены небольшие рудопроявления меди, железа, свинца, цинка, мышьяка, ртути, молибдена, серебра, золота и др. Кроме того, автором были обнаружены и изучены неизвестные ранее рудопроявления алюминия и марганца, которым и посвящен настоящий раздел.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АЛЮМИНИЯ.

Среди отложений наземного комплекса были обнаружены слои и линзы необычных пемзовых пород с повышенным и высоким содержанием глинозема ($18-30\% \text{ Al}_2\text{O}_3$). В одной из таких линз были встречены многочисленные диаспоровые конкреции с содержанием Al_2O_3 от 51 до 61%.

Находка диаспоровых конкреций в вулканических породах является первой и представляет известный научный, а может быть, и практический интерес. В связи с этим принципиальное значение приобретает изучение этих высокоглиноземистых вулканических пород, выяснение происхождения повышенной концентрации алюминия в них и реконструкция условий, при которых образовывались диаспоровые конкреции.

Отложения с повышенным содержанием глинозема развиты в наземном комплексе Карабугинского антиклинория. В стратиграфическом отношении они приурочены к верхней части риолитовой серии и к базальто-андезито-дацитово-й серии; но особенно широко развиты они в трахириолитовой серии. Высокоглиноземистые породы залегают в виде прослоев мощностью от 0,5 до 4 м и линз мощностью до 20–25 м и протяженностью 100–300 м. Для характеристики приведем несколько примеров.

В верхней части риолитовой серии, развитой в горах Актас на периферии Нарынского вулкана, перемежаясь с риолитовыми игнимбритами и базальтовыми порфиритами, залегает несколько линз интересующих нас пород. О них уже кратко упоминалось при описании разреза риолитовой серии. Здесь мы подробнее рассмотрим строение линзы, в которой были найдены диаспоровые конкреции (фиг. 54, А). Линза залегает между двумя покровами марганцовистых игнимбритов.

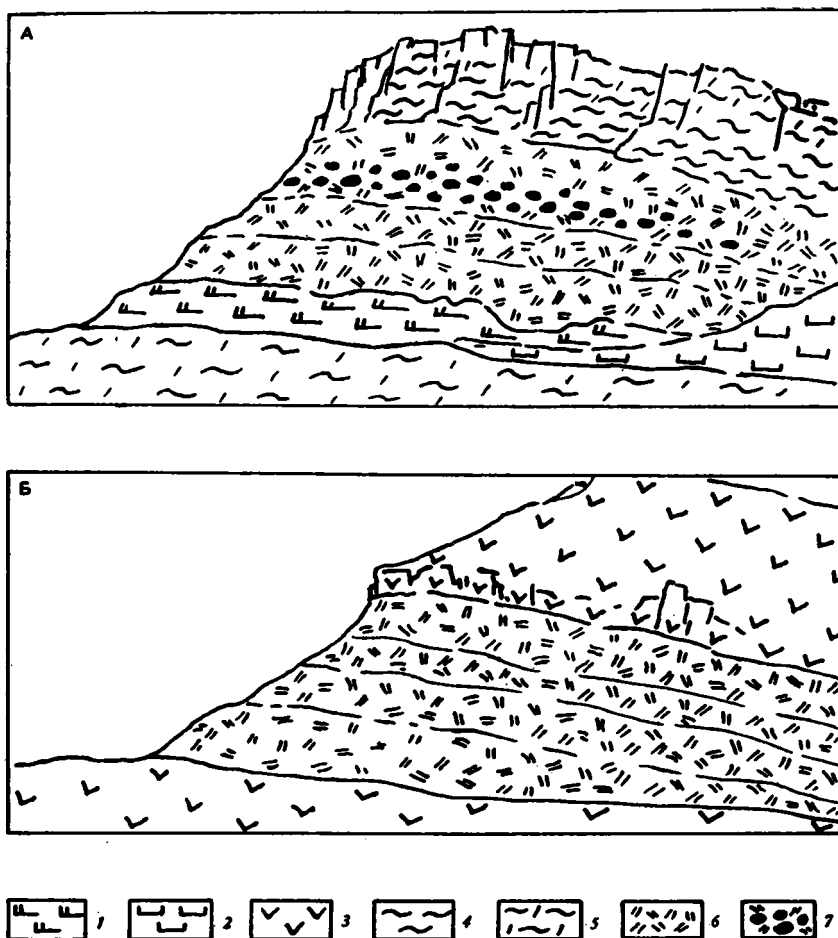
Мощность, м

1. На розовые риолитовые игнимбриты ложатся миндалекаменные базальтовые порфириты зеленовато-серые, участками почти черные и красные, неравномерно ожелезненные. В самой верхней части покрова (10–15 см) отмечается особенно сильное ожелезнение и частичная гидрослюдизация вкрапленников плагиоклаза... 3–5
2. Гидрослюдизированная пемзовая спекшаяся флюидальная порода ложится на неровную поверхность базальтового порфирита, заполняя в нем довольно глубокие карманы и трещины. Внешне это очень характерная порода с пятнистой, "облачной" окраской, с фьяммеобразными черными, сизовато-серыми, темно-красными участками до 1–2 см. Ориентированность таких участков по напластованию создаёт впечатление отчетливой флюидалности. При микроскопическом изучении устанавливается, что порода

- сложена фрагментами пемзы, в различной степени деформированной, стеклянными нитями, витрическими черепками и участками плотного стекла. Порода сильно изменена: по ней интенсивно развивается гидрослюда, также выполняющая пустоты в пемзе. Остальное пространство густо окрашено рудным веществом (гематит и пирит) и смотрится в шлифе черным. Химический состав пород приведен в табл. 5 (анализы 20–23). 3–4
3. Гидрослюдизированный пемзовый туф красный, участками (в нижней части слоя) белый и розовый. В туфе хорошо сохранилась реликтовая кристаллоаповитрокластическая структура. Таблитчатые кристаллы, видимо, полевых шпатов, аповитрические черепки, нити и пемзовые фрагменты замещены тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюда. В основной массе присутствует большое количество окисного железа, распределенного по породе крайне неравномерно: от 6–7% в красном туфе до 1,79% в белом туфе; в последнем встречаются кристаллы лаверьерита размером до 1 мм (табл. 5, анализ 24) 1–1,5
4. Задерновано 0,5–1
5. Гидрослюдизированный пемзовый красный туф, аналогичный описанному в слое 3. В нем беспорядочно на расстоянии от 0,1 до 1 м рассеяны диаспоровые конкреции; форма их сферическая, размер от 5 до 20 см в диаметре. Внешне порода, состоящая из конкреций, похожа на вмещающий их красный туф, но более твердая и тяжелая. На свежем сколе заметно характерное мерцающее поблескивание диаспора. Микроскопическое изучение конкреций затрудняется большим количеством окисных и сульфидных соединений железа. Однако иногда хорошо видны скопления чешуек гидрослюда и длиннопризматические прозрачные кристаллы диаспора размером до 0,02 мм, либо расположенные беспорядочно, либо образующие радиально-лучистые агрегаты (см. фиг. 56, 3). Присутствие диаспора подтверждено термическим анализом (химический состав конкреций — анализы 27–29 и вмещающего туфа — анализы 25, 26 приведены в табл. 5) 2,2
- Особенностью линзы пемзовых отложений с диаспоровыми конкрециями, отличающей их от таких же пород, но не содержащих конкреции, является неравномерное распределение по породе окисного железа; характерно сильное ожелезнение кровли базальтового порфирита, на котором залегают пемзовые породы.
- В горах Актас, по правобережью ручья Кожа, в верхней части базальто-андезито-дацитовый серии обнажаются (см. фиг. 54, Б): .

Мощность, м

1. Андезитовый порфирит зеленовато-серый, плотный, сверху миндалекаменный; миндалины до 0,5–1 см выполнены хлоритом, эпидотом и карбонатом. Порфирит сильно изменен; по основной массе в нем развиваются хлорит, эпидот, карбонат, по плагиоклазу—соссюрит . . . 10–15
2. Задерновано 1–3
3. Гидрослюдизированная пемзовая порода темно-серая, почти черная, с сизым оттенком, игнимбритоподобная, местами кластическая; она состоит из частично спекшихся фрагментов флюидальной пемзы, у которой поры в различной степени были деформированы течением и образовали сложный причудливый рисунок. Местами отложения больше похожи на туф, состоящий из пемзовых фрагментов и черепков. Пемзовая порода полностью замещена гидрослюдой и гематитом, который сильно затемняет шлиф. В порах и по стенкам пузырьков развивается более крупночешуйчатый агрегат гидрослюда, благодаря чему пемзовая текстура породы видна отлично 5



Фиг. 54. Зарисовки обнажений гидрослюдизированных пемзовых отложений
 А – горы Актас, риолитовая серия; Б – горы Актас, базальто-андезито-дацитовая серия
 1 – базальтовый миндалекаменный порфирит; 2 – диабазы; 3 – андезитовый порфирит;
 4 – лавоподобный игнимбрит; 5 – сваренный или спекшийся туф; 6 – гидрослюдизированная
 пемзовая порода; 7 – диаспоровые конкреции в пемзовом туфе

Мощность, м

4. Гидрослюдизированный туф темно-красный, по простиранию сменяющийся сизовато-черным с оскольчатой щебенкой. Туф литокристалло-аповитрокластический, разномзернистый, состоит из черепков и фрагментов пемзы, размером от долей миллиметра до 0,5–1 см (табл. 5, анализ 30), встречаются и более крупные фрагменты сферической формы размером до 5–10 см (табл. 5, анализ 31). В породе много кристаллокластов корродированного кварца и, судя по форме, полевого шпата (полностью замещен гидрослюдой); встречаются литокласты размером до 1,5 мм микрокварцитов и риолитов со сферолитовой структурой. Туф сильно изменен; по нему развиваются гидрослюда и гематит. Неизмененными остаются только обломки микрокварцитов и риолитов 3–3,5
5. Гидрослюдизированный пемзовый туф сизовато-серый, почти черный. Он похож на туф третьего слоя, отличаясь от него более четко

Таблица 5

Химический состав пемзовых гидрослюдизированных пород (в вес. %)

Компоненты	Номер анализа						
	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	47,51	43,82	45,98	50,22	48,07	50,21	49,09
TiO_2	1,60	2,21	1,51	0,84	1,12	1,30	1,35
Al_2O_3	26,61	23,61	25,00	30,79	33,63	30,76	31,67
Fe_2O_3	9,61	17,39	13,35	5,70	1,79	6,75	4,72
FeO	1,72	1,58	1,74	0,29	0,18	0,14	0,18
MnO	0,09	0,05	0,17	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,77	0,49	1,10	Нет	Нет	Нет	Нет
CaO	0,59	0,51	0,83	0,60	0,55	0,36	0,45
Na_2O	0,82	0,85	0,81	1,09	1,11	1,08	1,11
K_2O	6,19	5,40	5,40	5,60	7,61	4,40	5,02
P_2O_5	0,01	0,11	0,21	0,07	0,03	0,07	0,05
H_2O^+	3,66	3,10	3,22	3,91	5,90	4,59	5,93
H_2O^-	0,22	0,27	0,35	0,16	0,12	0,28	0,27
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	0,04	Нет	0,11
$C_{орг.}$	0,47	0,14	0,12	0,33	—	0,14	Нет
Сумма	99,87	99,53	99,79	99,61	100,16	100,09	99,96
Кварц	212,80	12,24	12,65	6,60	—	1,88	1,54
SiO_2 аморфн	0,34	—	—	0,50	—	1,54	—
SiO_2 алюмо- силикатн	34,17	31,58	33,33	43,92	—	48,0	47,50
SiO_2/Al_2O_3	1,28	1,33	1,33	1,42	—	1,56	1,50

Мощность, м

выраженной кластической структурой. Туф состоит из черепков пемзы размером 0,2–0,3 мм, фрагментов пемзы величиной до 0,5–1 см; в верхней части слоя встречаются единичные кристаллокласты таблитчатой формы, видимо, полевого шпата. Туф замещен тонким агрегатом гидрослюды и гематита

4–5

6. Туф темно-красный, разнозернистый, кристаллолитоповитрокластический. Он состоит из фрагментов пемзы, обломков микрокварцитов и риолитов, корродированного кварца и, видимо, полевого шпата. В этой породе гидрослюдизированы фрагменты пемзы, витрические черепки и кристаллокласты полевого шпата; кварц и обломки риолитов изменены мало

2

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Номер анализа				
	27	28	29	30	31
SiO_2	22,85	15,93	16,52	42,80	40,89
TiO_2	1,5	1,35	1,17	2,01	2,34
Al_2O_3	53,84	61,01	59,75	28,85	28,47
Fe_2O_3	6,78	6,02	8,55	12,97	12,45
FeO	0,83	1,00	0,43	3,45	4,86
MnO	0,02	0,43	0,02	0,07	0,11
MgO	0,03	Нет	Нет	0,07	0,11
CaO	0,85	1,07	0,77	1,58	1,31
Na_2O	0,63	0,49	0,51	2,61	2,24
K_2O	2,09	1,96	1,97	1,57	1,66
P_2O_5	0,18	0,05	0,05	0,07	0,07
H_2O^+	9,38	10,10	10,10	4,26	4,37
H_2O^-	0,28	0,53	0,32	0,45	0,38
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	0,56
$C_{орг}$	0,12	"	"	"	Нет
Сумма	99,38	99,94	100,16	100,76	99,82
Кварц	—	—	—	6,12	9,00
SiO_2 аморфн	—	—	—	—	—
SiO_2 алюмо- силикатн	—	—	—	36,00	31,40
SiO_2/Al_2O_3	—	—	—	1,25	1,10

Мощность, м

7. Задерновано 1—2
8. Андезитовые порфиры зеленовато-серые, плотные; из вторичных минералов по основной массе порфирита развиты хлорит, эпидот, реже карбонат, по плагиоклазу — сосеюрит. 15

В горах Актас в нижней части трахириолитовой серии, между риолитовыми фельзитами и пачкой туфов и игнимбритов залегает линза гидрослюдизированных пемзовых пород:

Мощность, м

1. Риолитовые фельзиты и фельзит-порфиры лиловато-и светло-серые, участками сильно окварцованные. 200—300
2. Гидрослюдизированный спекшийся пемзовый туф залегает на очень неровной поверхности риолитовых лав, заполняя довольно глубокие

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Номер анализа					
	32	33	34	35	36	37
SiO_2	49,38	51,96	55,85	58,84	39,02	57,00
TiO_2	1,26	1,35	1,52	1,13	2,97	2,34
Al_2O_3	24,74	23,92	20,85	27,82	27,86	18,29
Fe_2O_3	11,59	9,70	10,21	6,85	16,89	6,97
FeO	0,35	0,50	0,63	0,65	1,01	1,52
MnO	0,05	0,07	0,06	0,01	0,03	0,07
MgO	0,06	0,35	1,09	Нет	0,12	2,30
CaO	3,22	3,58	1,68	0,24	1,13	2,41
Na_2O	1,20	1,31	1,05	0,55	1,49	0,22
K_2O	4,19	3,35	3,46	1,82	5,40	5,30
P_2O_5	0,05	0,09	0,14	0,05	0,14	0,53
H_2O^+	3,18	3,19	2,81	2,06	3,32	3,05
H_2O^-	0,44	0,32	0,33	0,14	0,18	0,12
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
$C_{орг}$	0,44	"	"	0,22	"	"
Сумма	100,15	99,69	99,68	100,38	99,56	100,12
Кварц	15,12	21,00	23,24	29,83	2,69	15,66
SiO_2 аморфн	0,26	0,56	—	—	—	—
SiO_2 аномо- силикатн	33,80	30,20	32,61	29,01	36	41
SiO_2/Al_2O_3	1,32	1,31	1,56	1,04	1,32	2,24

Мощность, м

(до 1–2 м) карманы и трещины. Туф темный, сизовато-серый, кристаллоаполитроклитический, сложен в основном спекшимися фьяммеобразными фрагментами пемзы, в различной степени деформированной, размером до 1–1,5 мм; местами пемза была настолько растянута, что превратилась в волосовидные образования. Некоторые обломки пемзы почти не деформированы, с хорошо сохранившимися порами сферической или слегка эллипсоидальной формы. По краю такие обломки обычно сильно оплавлены, что свидетельствует о высокой температуре извергавшейся пемзовой массы, куда они попали уже в "холодном" состоянии. В небольшом количестве присутствуют кристаллокласты корродированного кварца и, видимо, полевого шпата, полностью замещенного гидрослюдой. В туфе отлично проявлена эвтакситовая структура. Туф замещен тонким агрегатом гидрослуды и гематита; в целом порода представляет собой тончешуичатый агрегат гидрослуды и гематита. 2,5–3

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Номер анализа					
	38	39	40	41	42	43
SiO_2	47,42	42,03	49,75	53,28	48,11	49,47
TiO_2	2,25	2,44	1,04	1,69	1,99	1,68
Al_2O_3	20,12	20,20	26,28	23,07	25,90	22,14
Fe_2O_3	14,55	19,50	8,13	8,39	10,62	11,12
FeO	1,72	1,87	1,15	0,85	0,82	0,10
MnO	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05
MgO	2,14	2,21	Нет	0,29	0,23	Нет
CaO	0,95	1,97	2,78	2,26	0,06	3,66
Na_2O	0,18	0,18	1,51	0,78	0,78	0,61
K_2O	5,80	5,80	6,10	5,50	6,48	6,19
P_2O_5	0,18	0,23	0,07	0,03	0,08	0,09
H_2O^+	4,28	3,18	2,96	2,81	3,15	2,83
H_2O^-	0,14	0,19	0,30	0,50	0,24	0,58
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
$C_{орг}$	"	"	"	0,19	0,27	0,17
Сумма	99,80	99,88	100,13	99,70	98,79	99,69
Кварц	13,98	5,64	11,90	20,90	13,96	14,24
SiO_2 аморфн	—	—	0,86	0,14	0,42	0,44
SiO_2 алюмо- силикатн.	33,00	36,00	36,59	32,04	33,53	34,59
SiO_2/Al_2O_3	1,66	1,78	1,39	1,41	1,29	1,54

20–23 – спекшаяся пемзовая порода; 24 – осветленный пемзовый туф; 25 – пемзовый туф на контакте с диаспоровой конкрецией; 26 – пемзовый туф, вмещающий диаспоровые конкреции (в 1 м от конкреции); 27 – 29 – диаспоровые конкреции; 30 – пемзовый туф; 31 – фрагмент пемзовой породы; 32 – 33 – пемзовый туф; 34 – 36 – спекшаяся пемзовая порода; 37 – 38 – пемзовый туф; 39 – конкреция в пемзовом туфе; 40 – 43 – пемзовые породы из маломощных горизонтов трахиолитовой серии

Мощность, м

3. Гидрослюдизированный спекшийся пемзовый туф темно-красный, с хорошо различимыми невооруженным глазом мелкими многочисленными стяжениями размером до 1 мм (табл. 5, анализ 35). Под микроскопом устанавливается эвтакситовая структура основной массы, с отдельными фрагментами оплавленной пемзы размером до 1 мм и небольшим количеством кристаллокластов корродированного кварца размером до 0,1 мм. В породе отмечаются сферические стяжения величиной 0,5–1 мм, которые составляют 40–60% площади шлифа. Стяжения сильно затемнены большим количеством окисных соединений железа, что сильно затрудняет их изучение. 0,8

4. Гидрослюдизированная пемзовая флюидальная порода плотная, тяжелая, темная, сизовато-серая, почти черная, с характерной "облачной" черной темно-серой, темно-красной и зеленовато-серой окраской. При микроскопическом изучении устанавливается, что порода состоит из пемзы, в различной степени деформированной и фрагментированной; для нее характерно субпараллельное расположение пемзовых фрагментов и их спекание, благодаря чему создается впечатление флюидальности. Так же, как и все предыдущие, описанная порода очень сильно изменена; она полностью замещена тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды с примесью рудной железистой пыли. По стеклянным нитям и стенкам пузырьков развивается несколько более крупночешуйчатый агрегат гидрослюды. Иногда стекло замещается кварцем. Такие участки встречаются редко, и их размер не превышает 1 – 1,5 мм 4,5
5. Пачка туфов и игнимбритов черных кварцевых порфиров. Для этих пород характерно слабое окварцевание больше 100

В горах Актас, в средней части трахириолитовой серии, на черных игнимбритах кварцевых порфиров залегают:

Мощность, м

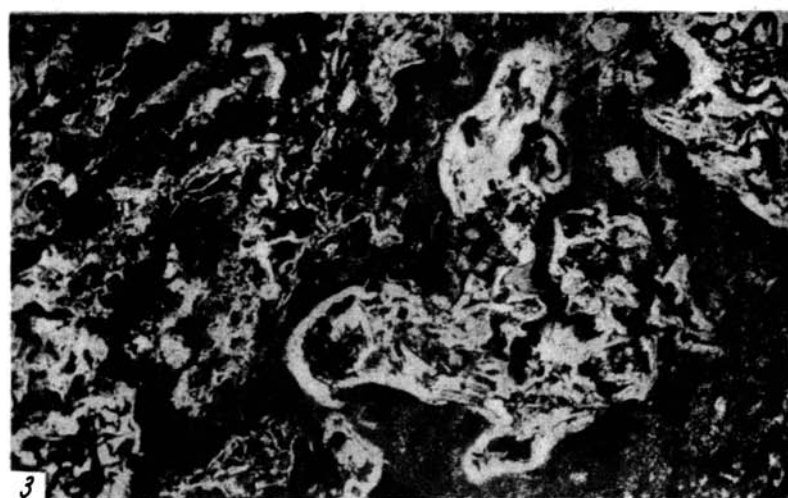
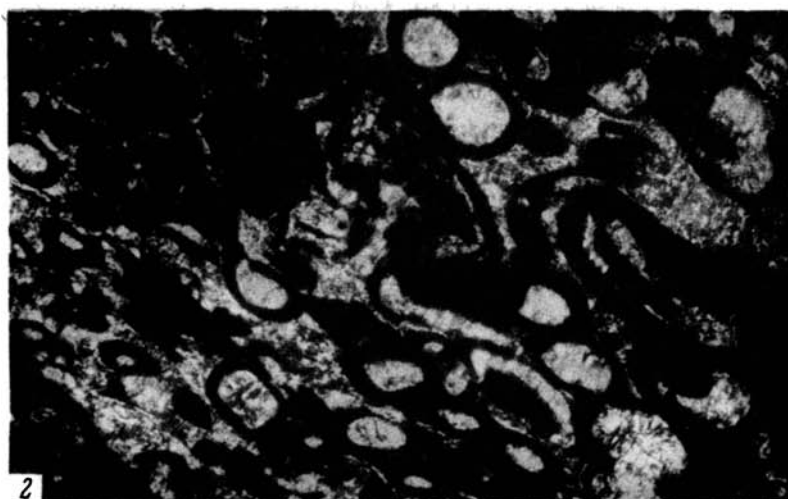
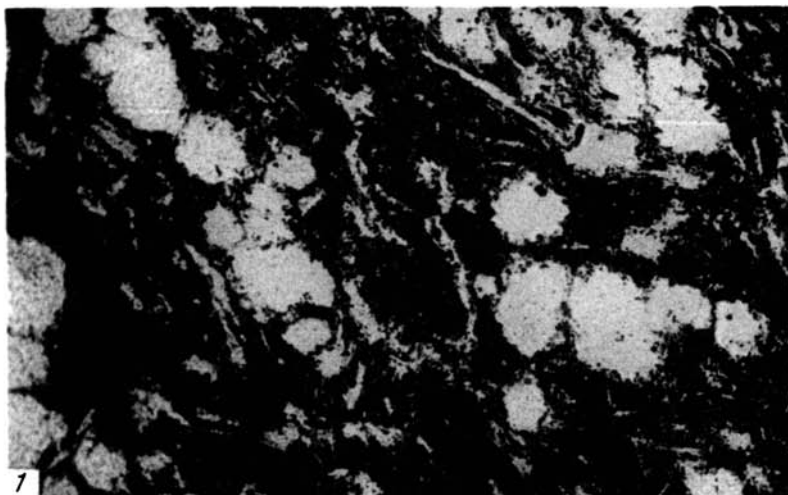
1. Базальтовые порфириты, в верхней части обильно миндалекаменные, с глубокими карманами, заполненными пемзовой породой 20
2. Пемзовая порода сизовато-серая, темная, почти черная, иногда со слабым красноватым и сизым оттенками, плотная, местами отчетливо кластическая. Она состоит из фрагментов пемзы, в различной степени деформированной. Пемзовые отложения сильно изменены. Характер изменений тот же: сильнейшая гидрослюдизация, развивающаяся по стеклу (табл. 5, анализ 36) 15

Гидрослюдизированная пемзовая порода перекрывается пестроцветными туфами, слабо-окварцованными.

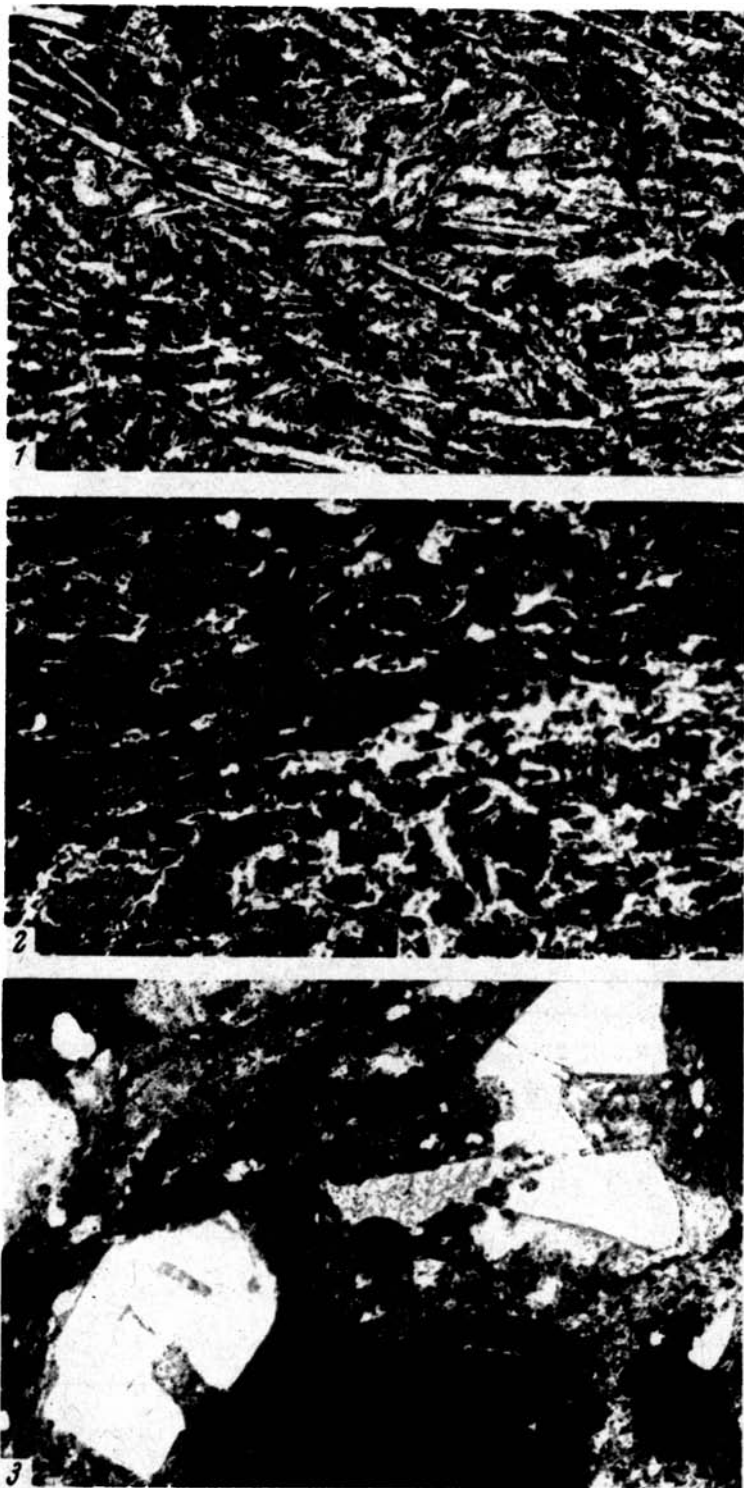
Литологическая характеристика. Мы привели всего несколько примеров высокоглиноземистых отложений. Но и этих примеров вполне достаточно, чтобы составить о них представление, так как строение, состав и характер вторичных изменений в этих отложениях очень близки.

Внешне это плотные, тяжелые породы красные, черные и серые, с характерным сизоватым оттенком и в ряде случаев с неравномерной "облачной" окраской. Микроскопическое изучение показало, что они представляют собой сильно гидрослюдизированные породы; основной составляющей в них является тонкочешуйчатый агрегат новообразованной гидрослюды и гематита. Однако, несмотря на почти полное минеральное перерождение, первичная структура породы и ее текстурные особенности сохранились хорошо и позволяют установить принадлежность отложений к спекшимся пемзовым породам и туфам. Обе эти разновидности связаны между собой постепенными переходами как в разрезе, так и латерально.

Пемзовая спекшаяся порода тяготеет к нижней части линз; она состоит из пемзовых фрагментов размером от долей миллиметра до 3 см неправильной, часто фьяммеобразной формы. Пемзовая текстура фрагментов выражена отлично. Многочисленные пузырьки сферические и эллипсоидальные, размером от 0,1 до 0,6 мм, окружены стенками, толщина которых не превышает 0,03 мм (фиг. 55, 1,2). Однако чаще фрагменты пемзы деформированы, так что правильная форма пор в них нарушена, а стенки вокруг них изогнуты, образуя сложный рисунок (фиг. 55,3). Иногда фрагменты настолько сильно растянуты, что превратились в волосовидные образования, которые в результате дробления образуют скопления кусочков нитей (фиг. 56,1). Пемзовые фрагменты в различной степени спеклись, в связи с чем устанавливается несколько разновидностей пород —



Фиг. 55. Микроструктура в спекшихся пемзовых породах
 1 – поры и стеклянные нити выполнены гидрослюдой; шлиф, увел. 100, без анализатора;
 2 – поры и участки плотного стекла замещены гидрослюдой; шлиф, увел. 100, с анализатором;
 3 – флюидальная пемзовая порода; шлиф, увел. 100, без анализатора



Фиг. 56. Микроструктура в пемзовых туфах

1 – аповитрические нити, замещенные гидрослюдой; шлиф, увел. 100, без анализатора; 2 – аповитрические черепки; шлиф, увел. 100, без анализатора; 3 – кристаллы корродированного кварца; шлиф, увел. 100, без анализатора

от сильно спекшейся пемзовой породы с эвтакситовой структурой до кластической без следов спекания. Порфировых выделений мало; они представлены кварцем, часто корродированным, и, видимо, полевыми шпатами; последние полностью замещены гидрослюдой.

Пемзовые туфы состоят из фрагментов пемзы, аповитрических черепков, кристаллокластов и литокластов. Первые редко превышают 0,5–0,8 см и имеют обычно неправильную форму.

Пемзовые черепки (фиг. 56, 2) размером от 0,1 до 0,5 мм представляют собой сложенные стенки пузырьков. Кристаллокласты, присутствующие обычно в большом количестве, иногда до 15–20%, представлены кварцем, часто корродированным (фиг. 56, 3), и остатками минералов, полностью замещенных гидрослюдой. Судя по их форме, в одних – квадратных и широко таблитчатых – можно предполагать калиевый полевой шпат либо фельдшпатыды, в других – призматических – плагиоклаз (фиг. 57, 1). Литокласты относительно редки; они состоят из фельзита или монокварцита. Связующая масса в туфе полностью замещена гидрослюдой и сильно импрегнирована железом.

В одном из прослоев красного пемзового туфа, содержащего большое количество кристаллокластов кварца, были обнаружены черные обломки величиной от 0,5–1 см до 0,4–0,5 м и линзы (типа фьямме) размером от 2–3 см до 1–1,5 м, сложенные полностью замещенным гидрослюдой порфиром с большим количеством квадратных или широко таблитчатых вкрапленников (до 1–1,5 мм), видимо, калиевых полевых шпатов или фельдшпатов. Характерно, что порфировые выделения кварца в этой породе совершенно отсутствуют, что позволяет считать ее щелочной, бескварцевой, возможно, фонолитовой.

В тонких пемзовых туфах иногда встречается пепловый град размером от 2–3 до 8–10 мм (см. фиг. 48, 2).

И спекшаяся пемза, и пемзовый туф сильно изменены: фактически они полностью замещены агрегатом гидрослюды и гематита, в массе которых иногда развиваются червеобразные кристаллы лаверьерита (фиг. 57, 2). Рентгеноструктурный анализ устанавливает развитие диоктаэдрической гидрослюды полиморфной модификации 2 м₁. Не затронутыми гидрослюдизацией остаются только кварц и литокласты фельзитов и монокварцитов. По стенкам пузырьков, стеклянным нитям в некоторых порах, а также по полевым шпатам и фьямме развивается более крупночешуйчатая гидрослюда без примеси гематита. Последний также довольно часто замещает стенки пузырьков, выполняет поры или слагает в пемзе участки до 1 мм. Иногда встречаются участки пемзы размером до 0,3 мм, замещенные кварцем. Такой тип замещения редок; он был отмечен в спекшихся пемзовых породах, залегающих под пемзовым туфом с диаспоровыми конкрециями.

Химические составы высокоглиноземистых пемзовых пород приведены в табл. 5. Обращает на себя внимание высокое содержание Al_2O_3 , которое варьирует от 18 до 32%, в конкрециях – до 51–61%, а также K_2O (до 7,6%), Fe_2O_3 (до 19,5%) и TiO_2 (до 2,97%). Отношение алюминия к алюмосиликатной кремникислоте – величина довольно постоянная (1,3–1,7), что находится, безусловно, в связи с гидрослюдизацией пород. Исключение составляет спекшаяся пемза, залегающая в нижней части трахириолитовой серии в горах Актас (см. табл. 5, анализ № 35). Для нее эта величина понижается до 1. Характерно, что в этой породе наблюдаются мелкие стяжения размером до 0,5 мм, занимающие 40–50% площади шлифа. Они очень затемнены железистыми соединениями, что делает невозможным их микроскопическое изучение. Учитывая высокое содержание Al_2O_3 и низкое содержание алюмосиликатной кремникислоты, можно предположить, что в стяжениях присутствует свободный глинозем.

Происхождение гидрослюдизированных пемзовых пород. Как следует из приведенного описания, высокоглиноземистые пемзовые породы представляют собой вторично гидрослюдизированные образования. Вопрос об источнике и балансе алюминия при изменении пемзовых пород очень трудный, так как прямых данных о первичном составе пород не сохранилось и о нем можно судить лишь по косвенным признакам. Для этого проанализируем некоторые геологические данные.

Выше уже отмечался своеобразный минеральный состав порфировых выделений и кристаллокластов пемзовых пород. Кроме плагиоклаза, который легко распознается по ха-



Фиг. 57. Характер вторичных изменений в высокоглиноземистых породах
 1 — кристаллы, видимо, плагиоклаза, полностью замещенные гидрослюдой; шлиф, увел. 100, с анализатором; 2 — кристалл лаверьерита; шлиф, увел. 100, без анализатора; 3 — кристаллы диаспора; шлиф, увел. 100, без анализатора

рактерному габитусу, в пемзовых туфах широко развиты корродированные кристаллы кварца, а также широкопластинчатые и квадратные в разрезе кристаллы, судя по форме, либо калиевых полевых шпатов, либо фельдшпатидов. Это обстоятельство интересно и важно в том отношении, что оно связывает пемзовые породы не с риолитовым, а с трахириолитовым вулканизмом, проявившимся особенно интенсивно в четвертом, завершающем этапе наземного вулканизма. Выше уже говорилось, что для риолитовых лав второй толщи, являющихся продуктами деятельности Нарынского вулкана, и для таких же лав, залегающих в основании трахириолитовой серии, кварц и калиевый полевой шпат в порфирировых выделениях совершенно не характерны. В то же время кварцевые порфиры и ортофиры трахириолитовой серии содержат упомянутые вкрапления в большом количестве. Таким образом, пемзовые гидрослюдизированные породы можно связать с вулканическими очагами кислых щелочных лав, излияния которых начались, видимо, в самом конце второго этапа, но наибольшей интенсивности достигли в четвертом, завершающем этапе кислого, щелочного вулканизма.

Вторым важным обстоятельством при решении поставленного вопроса являются условия залегания пемзовых пород. Как отмечалось выше, в разрезе пемзовые гидрослюдизированные породы чередуются с отложениями, не затронутыми процессом гидрослюдизации. В зависимости от их состава вторичные изменения выражены либо окварцеванием по кислым породам, либо пропилитизацией по основным и средним породам. Это дает основание считать гидрослюдизацию процессом аутометаморфическим и не связывать ее с наложенными, гипергенными процессами, например с латеритизацией, которая при той же геологической ситуации развивалась бы по различным, а не только по пемзовым породам.

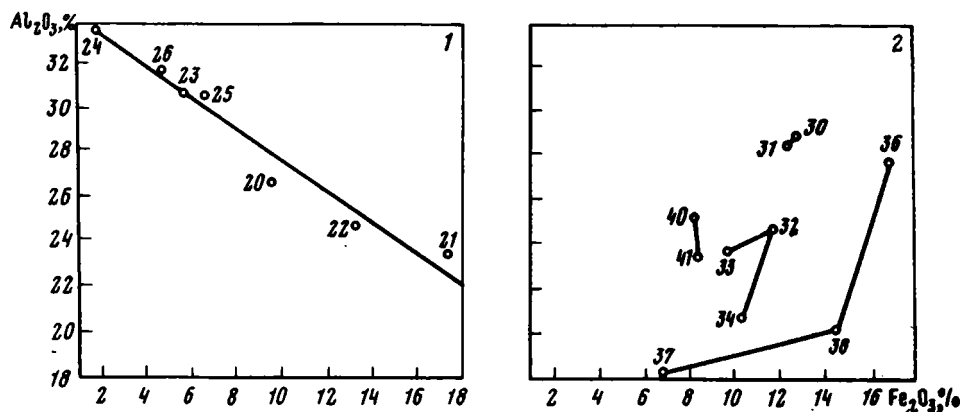
Аутометаморфический характер гидрослюдизации, происходившей, таким образом, без существенного привноса и выноса химических компонентов, позволяет предполагать, что состав гидрослюдизированной пемзовой породы, химическими анализами которой мы располагаем, если полностью и не соответствует первоначальному составу пемзового стекла, то во всяком случае отражает его специфику.

Сравнение химического состава гидрослюдизированных пемзовых пород с составом различных изверженных пород показывает, что они очень близки к группе нефелиновых сиенитов и фонолитов. Химические анализы последних приведены в табл. 6, составленной Н. В. Свяжиным и М. Г. Исаковым (1956). Мы видим, что состав нефелиновых сиенитов и фонолитов, с одной стороны, и интересующих нас пемзовых пород, с другой, по содержанию таких компонентов, как кремнезем, алюминий, двухвалентное железо, марганец, магний, кальций и калий, очень близки. Отличаются пемзовые породы лишь более высоким содержанием титана и особенно трехвалентного железа, а также более низким содержанием натрия.

Посмотрим, чем обусловлены эти отличия. Микроскопическое изучение показало, что железо находится в виде тонко распыленного гематита. Таким образом, оно не связано с темнокрасными минералами (которые практически в этих породах отсутствуют) и, очевидно, при извержениях поступало в газовой фазе и сорбировалось на поверхности обломков и пор. Отметим сразу, что в кварцевых порфирах и ортофирах, связанных, как было показано, с тем же щелочным вулканизмом, тоже отмечается необычное для кислых пород высокое содержание трехвалентного железа (4,83–5,37 вес. %). В связи с этим вполне естественным является вывод, что в остаточном расплаве этих очагов, давших извержение фонолитовых или близких к ним пемзовых пород, в пневматолитовой фазе могло накопиться весьма значительное количество Fe_2O_3 и TiO_2 .

Таким образом, отмеченные различия в химических составах пемзовых пород и фонолитов не являются столь существенными и позволяют рассматривать эти породы как продукты извержений остаточного расплава, обогащенного алюминием и калием и генетически связанного со щелочным кислым вулканизмом концов второго и четвертого этапов.

Условия формирования диаспоровых конкреций. Диаспоровые конкреции были обнаружены только в одной линзе пемзовых высокоглинистых пород. Сравнивая породы из этой линзы с такими же породами, но не содержащими диаспоровых конкреций, попытаемся



Фиг. 58. График взаимной зависимости содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 в высокоглиноземистых породах

1 — пемзовые гидрослюдизированные породы из линзы с диаспоровыми конкрециями;

2 — пемзовые гидрослюдизированные породы без диаспоровых конкреций. Линиями соединены породы из одного слоя

Таблица 6

Химический состав нефелиновых сиенитов — фонолитов

№ ана- лиза	Содержание окислов (в вес. %)											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
1	57,45	0,41	20,60	2,35	1,03	0,13	0,30	1,50	8,84	5,23	0,12	2,04
2	54,89	—	21,28	3,04	1,49	0,01	0,66	2,31	5,62	8,39	—	4,31
3	52,03	0,99	22,34	1,13	1,63	0,41	0,67	2,09	8,44	5,16	—	1,79
4	45,61	—	27,76	3,67	0,50	0,15	0,19	1,73	16,25	3,72	—	0,42
5	39,74	0,13	30,59	0,44	2,19	0,03	0,60	5,75	13,25	3,88	—	1,00
6	48,32	0,11	30,32	0,64	1,86	0,05	0,07	0,38	12,95	4,33	—	—
7	52,72	0,30	29,9	0,84	0,85	0,04	0,43	1,51	9,02	3,44	0,1	0,24

1 — фонлит; 2 — лейцитовый фонолит; 3 — миаскит; 4 — уртит; 5 — монмутит; 6 — биотит-альбитовый нефелинит (разновидность миаскитов); 7 — то же.

выяснить причины и условия их формирования. Для этого обратимся к химическому составу изучаемых пород.

На фиг. 58 показана зависимость между содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Между ними в породах без диаспоровых конкреций устанавливается четкая прямая зависимость. В то же время в породах, вмещающих диаспоровые конкреции, эта зависимость является обратной. Такое различное поведение Fe_2O_3 в названных породах оказывается результатом перераспределения и миграции железа, что наблюдалось и при непосредственном изучении этих пород в обнажении.

Процесс перераспределения железа, видимо, находился в связи с поступлением в пемзовые породы кислых вод, которые растворили и частично вынесли из нее Fe_2O_3 , перетложив ее в базальтовых порфиритах нижележащего слоя. Это подтверждается тем, что

среди темно-красных пемзовых пород с высоким содержанием Fe_2O_3 находятся небольшие линзы светлых, почти белых пемзовых пород с низким содержанием Fe_2O_3 . В нижележащем базальтовом порфирите наблюдается неравномерное сильное ожелезнение породы. Вполне вероятно, что эти же кислые воды способствовали и перераспределению алюминия; однако будучи более инертным, он не мигрировал из пласта, а стягивался, образуя конкреции.

Формирование конкреций происходило уже после гидрослюдизации породы. На это указывает следующее соображение: если бы стяжение алюминия в конкреции под влиянием кислых вод произошло до того, как породы были гидрослюдизированы, то прежде всего из них был бы вынесен калий как наиболее подвижный компонент. Однако все пемзовые породы характеризуются высоким содержанием калия (5–7,6% K_2O). Это указывает на то, что калий был уже "связан", видимо, включен в состав гидрослюды и в миграции участия не принимал.

Подводя итог, следует подчеркнуть, что гидрослюдизированные пемзовые породы (возможно, фонолиты) могут представлять определенный практический интерес. Как известно, фонолиты достаточно широко распространены и характерны для многих областей развития орогенного дифференцированного вулканизма. Условия, при которых в них могут образовываться высокие концентрации алюминия (например, в виде конкреций), а именно циркуляция в породах кислых вод, в областях активного вулканизма не являются редкими. Это позволяет надеяться на то, что при сочетании определенных условий в сложной и разнообразной обстановке островного вулканизма могли возникнуть накопления бокситов. Районы развития дифференцированного орогенного вулканизма заслуживают, таким образом, специального изучения и поисков "высокоглиноземистых" вулканических пород.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МАРГАНЦА

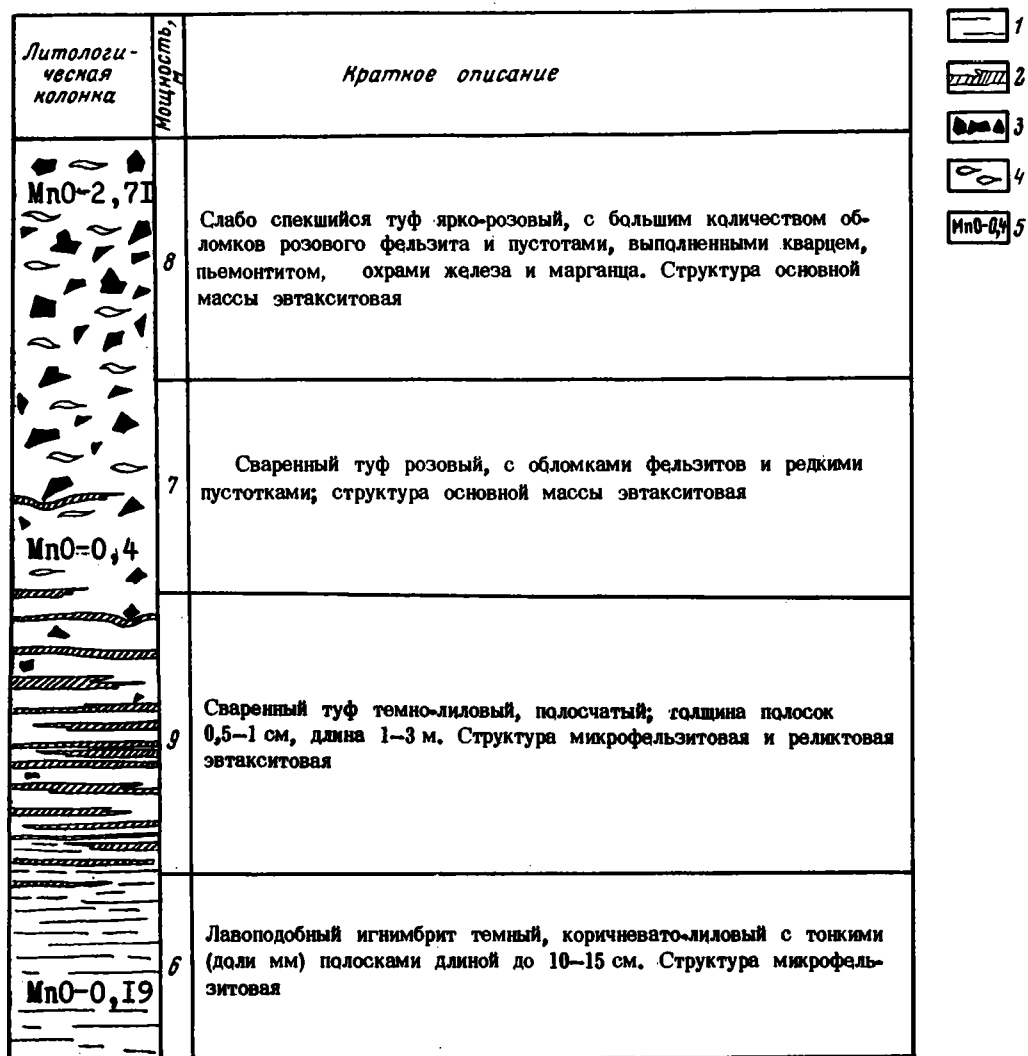
Среди изученных отложений марганцевая минерализация была отмечена впервые. Она невелика, но интересна с генетической точки зрения, так как непосредственно связана с кислыми вулканическими породами.

В Карабугинском антиклинории марганцевое рудопроявление было установлено в игнимбритах риолитовой серии наземного комплекса. Марганцовистые игнимбриты слагают здесь несколько покровов мощностью от 3–5 до 35–40 м; они хорошо прослеживаются от левобережья Карабуги на северо-западе до гор Жылытау на юго-востоке. Игнимбриды гетеролитные, с четко проявленной вертикальной дифференциацией — от лавоподобных и флюидалных игнимбритов, залегающих в основании разреза, до сидларов в его верхней части. Детально изучался один из покровов игнимбритов (фиг. 59); в нем марганцевая минерализация выражена особенно отчетливо.

В основании покрова залегает лавоподобный игнимбрид. Содержание MnO в нем сравнительно невелико — 0,19% (превышает кларковый уровень для кислых пород в 3 раза). Минералогически марганец здесь не проявлен (см. табл. 4, анализ 4).

Средняя часть покрова сложена сваренным серым, участками розовым туфом, в котором устанавливается эвтакситовая структура и довольно большое количество мелких (до 1–1,5 мм) пустоток. Содержание MnO повышается в них до 0,4%, что превышает кларковые значения уже в 6 раз. Минералогически марганец представлен здесь пьмонитом, который либо слагает в породе небольшие участки размером 0,5–0,7 мм, либо, значительно чаще, совместно с кварцем выполняет поры. При этом наблюдаются три этапа заполнения пустот: 1) выделение кварца чаще всего в виде мелкокристаллического агрегата; 2) обрастание выделившегося кварца пьмонитом, который в ряде случаев образует микродрузы с очень хорошими ограничениями кристаллов; 3) заполнение агрегатом кварца оставшегося пространства в пустотках.

Верхняя часть покрова сложена ярко-розовым сваренным туфом с большим количеством пустот от микроскопических до 0,5–0,7 см. Игнимбрид очень сильно окварцован. В этой части игнимбритового покрова содержание MnO возрастает до 2,71% (см. табл. 4,



Фиг. 59. Разрез покрова марганецсодержащего игнимбрита

1 – тонкополосчатый лавоподобный игнимбрит; 2 – полосчатый игнимбрит; 3 – обломки фельзитов; 4 – пустоты; 5 – содержание марганца по разрезу (в вес. %)

анализ 5). Минералогически марганец представлен пьезмонитом и родонитом, которые выполняют пустотки и слагают отдельные небольшие участки в породе.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. В игнимбритовом покрове вверх по разрезу устанавливается закономерное увеличение содержания MnO от 0,19% в основании покрова до 2,71% в его верхней части.

2. В стекле игнимбрита марганец присутствует в сравнительно небольшом количестве. Об этом свидетельствует его относительно невысокое содержание (0,19% MnO) в нижней части покрова, сложенного лавоподобным игнимбритом, в котором витрические фрагменты спеклись в сплошную стекловатую массу.

3. Марганцевая минерализация начинает заметно проявляться в пористой части игнимбритового покрова.

Все это дает основание считать, что при извержении в игнимбритовой раскаленной суспензии марганец находился в пневматолитовой фазе, чем и объясняется его высокая концентрация в верхней части покрова, где, естественно, скапливались летучие компоненты. Кристаллизация марганца в виде пьомонтита и родонита происходила главным образом в пустотках из тех растворов и газовых конденсатов, которые в процессе охлаждения покрова циркулировали по его пористой массе.

В Тарбагатайском антиклинории марганцевое рудопроявление было отмечено в шаровых игниспумитах. Баспанского вулкана. Игниспумиты залегают в южной части последнего в виде покрова, мощность которого достигает 25—40 м. Игниспумиты представлены светлыми, сероватыми, розоватыми или почти белыми тонкофлюидальными фельзитами с литофизами. Количество литофиз в покрове велико, так что местами он целиком сложен их шарами. Размер литофиз увеличивается в южном направлении от 1,5—2 до 70—80 см. Литофизы имеют либо правильную сферическую, либо эллипсоидальную форму; некоторые из них причудливо срослись друг с другом. Большинство литофиз имеет внутри полости, крустифицированные мелкими кристалликами кварца или заполненные гидроксидами железа и марганца (см. фиг. 33, 2). Охра состоит на 9,75% из железа и на 6,86% из марганца; характерно, что содержание последнего в стенке литофизы ниже кларкового. Таким образом, и в этом случае марганец не входит в состав риолитового стекла. Очевидно, что извержение игниспумита сопровождалось отделением летучих компонентов, которые образовывали газовые пузыри в вязком расплаве. Пузыри явились теми центрами, вокруг которых впоследствии произошла сферолитовая кристаллизация лавы с образованием литофиз. Присутствие марганца совместно с железом в полостях литофиз свидетельствует о том, что оба находились в пневматолитовой фазе.

Характерно, что ассоциация марганца с кислыми вулканитами находит отражение и в характере его распределения по породам серий. В этом отношении все анализированные образцы по содержанию марганца разделяются на две группы. К первой относятся все основные и средние породы (содержание марганца в них ниже кларкового), ко второй — кислые (содержание марганца в них превышает кларковое).

Среди образований, участвующих в строении хр. Тарбагатай, вулканогенно-осадочные отложения девонского возраста резко выделяются литологической спецификой. Подстилающие и перекрывающие породы, кратко охарактеризованные в главе I, представлены типичными геосинклинальными осадками. Среди подстилающих пород большую роль играют основные эффузивы, с которыми ассоциируют яшмы; перекрывающие отложения представлены терригенными и кремнисто-терригенными породами. На фоне этих отложений вулканогенно-обломочные наземно-морские образования нижнего – среднего девона выделяются, как мы видели, особенно рельефно.

Границы, отделяющие наземно-морские вулканогенно-обломочные отложения девона от других образований, четкие, резкие. На более древних породах девонские вулканы залегают с несогласием, хорошо прослеживаемым по р. Карабуге и в ряде других мест. Сверху они трансгрессивно перекрываются морскими терригенными осадками верхнего девона – нижнего карбона. Пространственно вулканогенно-обломочные отложения девона ограничены тоже достаточно четко: в смежных с Тарбагатаем структурах северного Прибалхашья, Джунгарии и Иртыш-Зайсанской герцинской геосинклинали синхронные девонские образования сложены морскими терригенными осадками. Лишь на Чингизе они представлены порфировой и диабазовой формациями, образованными, как и на Тарбагатае, в наземно-морских условиях островного архипелага под непосредственным влиянием наземного дифференцированного вулканизма (Лялин и др., 1964). Поэтому литологически они идентичны, и можно в целом считать, что наземно-морские вулканогенно-обломочные отложения девона составляют довольно крупное тело, приуроченное к Чингиз-Тарбагатайскому антиклинорию. Ширина этого тела колеблется от первых десятков километров до 70–80 км, длина превышает 500 км (вместе с Чингизом), мощность достигает 2000–3500 м. Отметим, что их верхняя возрастная граница – скользящая: от верхов живета на Тарбагатае до франского яруса включительно на Чингизе.

Все сказанное позволяет рассматривать вулканогенно-обломочные отложения девона, развитые в пределах Чингиз-Тарбагатайского геантиклинория, как формацию. Отмечу, что в основу понятия "формация" мною положены представления Н. С. Шатского (1960), Н. П. Хераскова и И. В. Хворовой, которые характеризуют формацию "как естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды)" (Херасков, 1967, стр. 30). Формации находятся в генетической связи с крупными тектоническими структурами, и их особенности определяются петрофондом, физико-географическими условиями и тектоникой (Хворова, 1961).

Остановимся кратко на основных особенностях выделенной формации и попытаемся определить ее место в ряду других формаций. Выше мы уже выяснили, что основным источником материала для отложений нижнего – среднего девона Тарбагатай был синхронный вулканизм, который подавал в область седиментации огромные массы эндогенного вещества. Литологическая специфика формации определялась главным образом наземным вулканизмом. При этом на характер формации особенно большое влияние оказывали его дифференцированность, высокая эксплозивность и периодичность в подаче эндогенного материала различного состава.

Резкая дифференцированность вулканизма явилась причиной очень широкого диапазона состава извергавшегося материала от базальтового до риолитового и трахириолитового. Кроме того, и это особенно важно, она привела к большому разнообразию форм проявления: от излияний жидких и экструзий очень вязких лав до мощнейших игнимбритовых извержений и эксплозий. Все это явилось причиной чрезвычайно большого разнообразия пород, слагающих формацию.

Высокая эксплозивность вулканизма оказала на литологию формации огромное влияние. В результате преобладающей взрывной деятельности эндогенный материал поступал в область седиментации сразу в раздробленном, фрагментарном состоянии. Размер поступления пирокластики был огромным и количественно подавлял продукты разрушения литифицированных пород. Большинство участвующих в седиментации обломочных пород имело, таким образом, первоначально пирокластическую природу. Периодичность в подаче вулканического материала различного состава повлияла особенно сильно на строение наземного комплекса.

Формация образовалась в районе с предшествующим эвгеосинклинальным развитием. По времени образования она относится к тому этапу развития геосинклинали, когда в ее пределах в результате происшедшей дифференциации стало образовываться геоантиклинальное поднятие (Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий). Формация не завершает собой геосинклинального ряда, а занимает промежуточное положение: между ее образованием и полным замыканием геосинклинали лежит значительный отрезок времени (верхний девон — нижний карбон), в течение которого были образованы морская терригенная и кремнисто-терригенная формации.

В структурном отношении рассматриваемая формация приурочена к Чингиз-Тарбагатайскому антиклинорию и связана с его развитием. Оно сопровождалось, как уже отмечалось, бурным наземным вулканизмом на островном архипелаге, образовавшемся в его пределах. Вулканизм продолжался в течение кобленцского, эйфельского, живетского, а на Чингизе и франского веков. Интенсивные тектонические движения привели к созданию расчлененного, временами горного рельефа архипелага с обособлением областей сноса и аккумуляции. Областью аккумуляции был морской бассейн, окружающий вулканические острова, с которых сносились масса обломочного, главным образом вулканогенного материала.

Итак, можно сделать вывод, что девонские вулканогенно-обломочные наземно-морские отложения Тарбагатая относятся к группе вулканогенно-осадочных формаций, образованных на позднем этапе развития геосинклинали.

В классификации формаций, предложенной Н. П. Херасковым, рассматриваемые образования занимают совершенно определенное место. Они относятся к классу орогенных формаций, наиболее характерными чертами которых Н. П. Херасков считал "терригенные толщи преимущественно песчаного и часто конгломератового состава, изучение которых показывает, что они сформировались за счет размытия гор" (Херасков, 1967, стр. 168); и дальше: "Существенной частью многих комплексов являются продукты наземных вулканических извержений, которые могут тесно сочетаться с осадочными породами, типичными для орогенных комплексов" (там же). Нетрудно видеть, что приведенная характеристика парагенеза орогенных комплексов соответствует основным чертам строения и состава рассматриваемой формации. Разделяя орогенные формации геосинклинальных поясов по тектоническим признакам, Н. П. Херасков выделил среди них метаорогенные, геоантиклинальные и эпигеосинклинальные. Структурная приуроченность рассматриваемой формации к геоантиклинальному поднятию позволяет отнести ее к подклассу геоантиклинальных орогенных формаций.

Несколько с иных позиций подходит к классификации вулканогенно-осадочных комплексов Н. М. Страхов. В основе его классификации лежит палеогеографическая обстановка, по характеру которой он разделил вулканогенно-осадочные формации на наземные, морские и наземно-морские. О последних Н. М. Страхов пишет: "Когда извержения вулканов происходили не внутри континентов, а на островах, что характерно для геосинклинальных условий, крупная часть пепла опадала в морской бассейн и, отлагаясь здесь, образовывала вулканические илы, непосредственно продолжавшие наземные вулканические осадки. Наземная

вулканогенная формация наращивалась периферической каймой и становилась наземно-морской" (Страхов, 1963, стр. 331). Отсюда ясно, что девонская вулканогенно-обломочная формация Тарбагатая может быть отнесена также к классу наземно-морских формаций.

Исходя из изложенного выше, рассматриваемая формация может быть названа либо геоантиклинальной вулканогенно-обломочной, либо наземно-морской вулканогенно-обломочной. Если первое название хорошо подчеркивает тектоническую приуроченность формации, то второе — достаточно полно отражает специфику ее парагенеза в связи с палеогеографической обстановкой.

Кратко остановимся на основных характерных чертах изученной формации.

1. Литологически формация представляет собой парагенез, в котором главными составляющими являются вулканические породы, созданные дифференцированным наземным и морским вулканизмом, и вулканогенно-обломочные отложения, сформированные в основном продуктами разрушения наземных вулканитов. Большая литологическая пестрота, полифациальность и латеральная изменчивость вулканогенных образований дополняют их характеристику.

2. В пределах формации выделено три фациально-литологических комплекса: эффузивно-пирокластический — наземный, эффузивно-тефроидный — прибрежно-морской и тефроидный-морской. Каждый из комплексов представляет собой характерную ассоциацию пород (или их генетических типов). Литологическая специфика комплексов определялась в основном влиянием среды осадконакопления.

3. Основным источником материала формации, ее петрофондом, был вулканизм. Выделено два типа вулканизма:

А. Наземный вулканизм, приуроченный к вулканической суше. Его характерной особенностью была высокая эксплозивность и дифференцированность с четырехкратной сменой состава извергавшегося материала; при этом производные андезито-базальтового расплава чередовались с производными риолитового и трахириолитового расплавов. Разграниченность проявлений андезито-базальтового и риолитового вулканизма во времени и в пространстве, а также различный характер дифференциации расплавов позволяют предполагать, что наземный вулканизм являлся полигенным.

Б. Подводный вулканизм, приуроченный к зоне тектонического сочленения островного блока с впадиной морского бассейна; он характеризуется отсутствием дифференциации. Его питание происходило по разломам из глубоких вулканических очагов.

4. Образование формации происходило в сложных условиях островного горного вулканического архипелага, временами с сильно расчлененным рельефом. Резкое обособление области сноса (вулканическая суша) и областей аккумуляции (морской бассейн) во многом определило литологическую специфику формации.

5. В структурном отношении формация приурочена к геоантиклинальному поднятию. Она образована в районе с предшествовавшим эвгеосинклинальным развитием и относится к позднему этапу развития геосинклинального бассейна, так как не завершает собой ряда геосинклинальных формаций; между ее образованием и полным замыканием геосинклинали лежит значительный промежуток времени (верхний девон — нижний карбон).

- Афоничев Н. А. 1960а. Основные черты структурного плана Джунгарского Алатау, Тарбагатай и Северо-Восточного Прибалхашья. — Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 33.
- Афоничев Н. А. 1960б. Структурные комплексы Джунгарского Алатау, Тарбагатай и Северо-Восточного Прибалхашья. — В кн. "Материалы годичной сессии Ученого совета за 1959 г. (Всес. научно-исслед. геол. ин-т). Аннотация докладов". Л.
- Богданович К. И. 1892. Геологические исследования в Восточном Туркестане. — В кн. "Труды Тибетской экспедиции 1885—1890 гг.", ч. 2. СПб.
- Ботвинкина Л. Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости. М., "Наука".
- Ван Беммелен К. В. 1963. Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, северной Италии и США. — В кн. "Проблемы палеовулканологии", М., ИЛ.
- Василевский М. М. 1964. К геологии Тарбагатай. — Изв. Геол. ком., т. 33, № 9.
- Влодавец В. И. 1961. Проблема туфов и игнимбритов. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20.
- Влодавец В. И. 1962. Проблема игнимбритов и гиадокластов на международном вулканологическом симпозиуме в Италии. — Бюлл. Вулканол. станции, № 33.
- Влодавец В. И. 1964. О термине "игнимбрит". — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Заварицкий А. Н. 1961. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.
- Кассин Н. Г. 1941. Восточный Казахстан. — В кн. "Геология СССР", т. XX, ч. I. М., Госгеолиздат.
- Кепежинская К. Б., Кепежинская В. В. 1964. Сферолиты верхнепалеозойских липаритовых порфиров гор Каратамир (Центральный Казахстан). — В кн. "Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов". Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата.
- Копелиович А. В. 1960. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Котова Л. Н. 1966. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай. — Литол. и полезные ископ., № 2.
- Кузубный В. С., Пушкарев В. П., Марьин А. М. 1964. Сферолиты в эффузивах Рудного-Алтая и вопросы их генезиса. — В кн. "Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов". Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. 1963. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат.
- Литвинович Н. В. 1958. Каменноугольные отложения хребта Тарбагатай. — Научные докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 2.
- Литвинович Н. В. 1961. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений хребта Тарбагатай. — Вестник МГУ, серия 4, геол., № 4.
- Литвинович Н. В., Смеловская М. М. 1961. Силурийские отложения хребта Тарбагатай. — Вестник МГУ, серия 4, геол., № 2.
- Литвинович Н. В., Смеловская М. М., Свербилова Т. В., Шаркова Т. Т. 1963. Стратиграфия и фауна палеозойских отложений хребта Тарбагатай. М., Госгеолтехиздат.
- Лодочников В. Н. 1925. Двойник и новая форма аксинита в альбитофиге Тарбагатай. — Изв. Геол. ком., т. 38, № 8—10.

- Лодочников В. Н. 1928. Материалы по петрографии западной части северного склона Русского Тарбагатая. — Изв. Геол. ком., т. 47, № 3.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитин Л. Г. 1964. Вулканогенные формации Чингизского антиклинория. Алма-Ата, "Наука".
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., "Наука".
- Маркова Н. Г. 1964. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. — В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука".
- Мартин Р. К. 1963. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. — В кн. "Проблемы палеовулканологии". М., ИЛ.
- Мейстер А. К. 1909. Геологическое описание маршрута Семипалатинск—Верный. — Труды Геол. ком., новая серия, вып. 51.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1961. "Туфолавы" и родственные им образования Центрального Кавказа. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1963. Игнимбритово-туфоловая формация в структуре альпийского пояса Юго-Западной Евразии. — В кн. "Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1964. Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. — В кн. "Проблемы вулканизма (Материалы ко второму Всесоюзному вулканологическому совещанию)". Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
- Мушкетов И. В. 1915. Туркестан. Геологическое и стратиграфическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г. Изд. 2-е. СПб.
- Нехорошев В. П. 1934. Зайсанская синклиналь. — Проблемы сов. геол., т. 1, вып. 1.
- Нехорошев В. П. 1936. Новые данные по геологии Большого Алтая. — В кн. "Большой Алтай", т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев В. А. 1907. Экспедиция по Барлыку и Тарбагатаю в 1905 году. Томск.
- Панто Г. 1963. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах. — В кн. "Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций". Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата.
- Попов В. И. 1964. Палеогеографическая реконструкция наземных равнин и наземных поднятий и их признаки. — В кн. "Методы палеогеографических исследований". М., "Недра".
- Росс К. С., Смит Р. А. 1963. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн. "Проблемы палеовулканологии". М., ИЛ.
- Свяжин Н. В., Исаков М. Г. 1956. Биотит-альбитовый нефелинолит—разновидность миекистов из Вишневогорского щелочного массива. — Труды Свердловск. горн. ин-та, вып. 26.
- Севрюгин Н. А. 1959. Геологическое строение Присемипалатинского района. — Сов. геология, № 8.
- Севрюгин Н. А. 1963. Девон Баянокульского района, Чингиза и Тарбагатая. — В кн. "Материалы по региональной стратиграфии СССР". М., Госгеолтехиздат.
- Смит Р. Л. 1963. Потоки вулканического пепла. — В кн. "Проблемы палеовулканологии". М., ИЛ.
- Стейнер А. 1963. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. — В кн. "Проблемы палеовулканологии". М., ИЛ.
- Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Фремд Г. М. 1964. Шаровые игнимбриты Южной Джунгарии. — В кн. "Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата.
- Хворова И. В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Хворова И. В. 1966. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. — Литол. и полезные ископ., № 4.
- Херасков Н. П. 1967. Тектоника и формация. М., "Наука".

- Шаркова Т. Т. 1968. Табуляты силура и девона Казахстана в связи с проблемой границы этих систем. – Автореф. канд. дисс. Моск. геол.-развед. ин-т.
- Шатский Н. С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Энлоус Г. Е. 1963. Спекшиеся туфы Национального заповедника Чирикауа, Аризона. – В кн. "Проблемы палеовулканологии". М., ИЛ.
- Friedlander I. 1914. Über die Kleinformen der vulkanischen Produkte. – Z. Vulkanologie, Bd 1.
- Finch R. H. 1926. Ancient volcanoes. – Volcano Letter, vol. 75.
- Gilbert C. M. 1938. Welded tuff in Eastern California. – Bull. Geol. Soc. America, vol. 49, № 12.
- Hovey E. O. 1902. Observations on the eruptions of 1902 of La Soufriere, St. Vincent, and Mt. Pelée, Martinique. – J. Sci., 4th ser., vol. 164.
- Jaggard T. A. 1921. Fossil footprints in Kau Desert. – Bull. Hawaiian Volcano Observatory, vol. 9.
- Jaggard T. A., Finch R. H. 1924. The explosive eruption of Kilauea in Hawaii. – Amer. J. Sci., 5th ser., vol. 8.
- Lacroix A. 1904. La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris.
- Lacroix A. 1930. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. – Soc. géol. France. Livre jubilaire centenaire, 1830–1930, vol. 2.
- Macdonald G. A. 1949. Petrography of the Island of Hawaii. – U. S. Geol. Surv., Prof. Paper № 214–D.
- Mansfield G. R., Ross C. S. 1935. Welded rhyolitic tuffs in Southeastern Idaho. – Trans. Amer. Geophys. Union, 16th Ann. Meeting, pt. 1.
- Marshall P. 1932. Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. – New Zealand J. Sci., Technology, vol. 13.
- Marshall P. 1935. Acid rocks of Taupo–Rotorua volcanic district. – Trans. Roy. Soc. New Zealand, vol. 64, pt. 3.
- Martin R. C. 1957. Vertical variations within some Eastern Nevada ignimbrites, M. S. Thesis. Moscow, Idaho. Univ. Idaho.
- Moore J. G., Peck D. L. 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. – J. Geol., vol. 70, № 2.
- Perret F. A. 1913. Some Kilauean ejectamenta. – Amer. J. Sci., 4th ser., vol. 35.
- Perret F. A. 1924. The Vesuvian eruption of 1906. – Publ. Carnegie Inst. Wash., № 339.
- Pratt W. E. 1911. The eruption of the Taal volcano, Jan. 30, 1911. – Philippines J. Sci., vol. 6.
- Pratt W. E. 1916. An unusual form of volcanic ejecta. – J. Geol., vol. 24, № 5.
- Sapper K. 1927. Vulkankunde. Stuttgart, J. Engelhorn.
- Scrope P. 1829. On the volcanic district of Naples. – Trans. Geol. Soc. London, 2d ser., vol. 2.
- Stearns H. T. 1925. The explosive phase of Kilauea volcano, Hawaii in 1924. – Bull. volcanol., vol. 5–6.
- Wentworth C. K., Williams H. 1932. The classifications and terminology of the pyroclastic rocks. – Bull. Nat. Res. Council, Rept. Commiss. Sedimentation, vol. 89.
- Williams H. 1941. Calderas and their origin. – Publ. California Univ., Geol. Sci., vol. 25, № 6.

	Стр.
Введение	5
Глава I. Краткий очерк геологического строения хребта Тарбагатай	7
Глава II. Литолого-стратиграфический очерк	13
Эффузивно-пирокластический, наземный, комплекс	13
Андезито-базальтовая серия	16
Риолитовая серия	18
Базальто-андезито-дацитовая серия	29
Трахириолитовая серия	41
Эффузивно-тефроидный, прибрежно-морской, комплекс	53
Тефроидный, морской, комплекс	61
Глава III. Типы пород и вопросы их происхождения	66
Эффузивы	66
Ассоциация базальтоидов прибрежно-морского комплекса	66
Подушечные базальтовые порфирыты	66
Гиалокластиты базальтовых порфиритов (аквагенные туфы и туфобрек- ции)	68
Ассоциация основных и средних эффузивов наземного комплекса	70
Ассоциация кислых эффузивов наземного комплекса	72
Экструзивные купола	74
Потоки массивных риолитов	76
Игниспумиты	77
Игнимбриты	83
Гетеролитные игнимбриты	83
Негетеролитные игнимбриты	90
Пирокластические породы	93
Глыбовые агломераты	96
Агломератовые туфы	98
Пепловые туфы	99
Субазральные туфы	99
Бассейновые туфы	101
Пепловый град	105
Вулканогенно-осадочные (обломочные) породы	112
Конгломерато-брекчии	112
Конгломераты, песчаники, алевриты	115
Глава IV. Палеогеографический очерк	123
Глава V. Особенности девонского вулканизма	130
Глава VI. Рудопроявления алюминия и марганца	139
Рудопроявления алюминия	139
Рудопроявления марганца	153
Заключение	156
Литература	159

Introduction	5
Chapter I. A short description of geological structure of Tarbagatai range	7
Chapter II. Lithologo-stratigraphical description	13
Effusive-piroclastic, terrestrial, complex	13
Andesite-basaltic series	16
Rhyolitic series	18
Basalt-andesite-dacitic series	29
Trachyrhyolitic series	41
Effusive-tephroid, near-shore-marine, complex	53
Tephroid, marine, complex	61
Chapter III. Rock types and problems of their origin	66
Effusives	66
Basaltoid association of the near-shore complex	66
Pillow-like basalt-porphyrites	66
Hyaloclastites of basalt-porphyrites (aquagenous tuffs and tuff breccia) . .	68
Association of basic and median effusives of a terrestrial complex . . .	70
Association of acid effusives of a terrestrial complex	72
Extrusive domes	74
Flows of massive rhyolites	76
Ignispumites	77
Ignimbrites	83
Heterolithic ignimbrites	83
Non-heterolithic ignimbrites	90
Pyroclastic rocks	93
Blocky agglomerates	96
Agglomerate tuffs	98
Ashy tuffs	99
Subareal tuffs	99
Basin tuffs	101
Ashy hail	105
Volcanogeno-sedimentary (detrital) rocks	112
Conglomerate-breccia	112
Conglomerates, sandstones, silstones	115
Chapter IV. Paleogeographical description	123
Chapter V. Peculiarities of Devonian volcanism	130
Chapter VI. Aluminium and manganese mineralisation	139
Aluminium mineralisation	139
Manganese mineralisation	153
Conclusion	156
Bibliography	159

Людмила Николаевна Котова

Девонская вулканогенно-обломочная формация
хребта Тарбагатай (опыт формационного и фациального анализа)
Труды, вып. 224

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор Л.С. Тапельзон
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 8/ХП – 1971 г. Формат 70 x 108¹/16
Усл. печ. л. 14,35 Уч-изд. л. 13,7. Тираж 650 экз.
Бумага офсетная № 2. Т – 20 124 Тип. зак. 715
Цена 1 руб. 2 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

1-я типография издательства "Наука". Ленинград, В-34,
9-линия, д. 12

Исправления и опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
4	4 св.	1971	1972
10	13 сн.	в кобленцском яру- се	в кобленцском ярусе. Верхняя возрастная граница находится в живете.
68	7 сн.	чисто	часто
69	1 сн.	субщелочного ба- зальтового рас- плава	базальтового распла- ва
102	28 св.	в субаэральных туфах	в субаэральных усло- виях
105	7 сн.	1:2-1:3	до 1,3
108	6 св.	1:1 и 6:3,9	1:1,6:3,9
118	24 св.	наибольшие	небольшие
125	10 сн.	6-й пачки	5-й пачки (см.стр.33)
137	5 св.	трахибазальтовых	базальтоидных
140	26 сн.	(см.фиг.56,3)	(см.фиг.57,3)

Л.Н.Котова. Девонская вулканогенно-обломочная формация
хребта Тарбагатай.

1 р. 02 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»