

Геохимия,  
петрофизика  
и вопросы  
генезиса  
новейших  
вулканитов  
Советских  
Карпат

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО  
ОБРАЗОВАНИЯ УССР  
КИЕВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
УНИВЕРСИТЕТ им. Т. Г. ШЕВЧЕНКО

# Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат

Под редакцией проф. М. И. Толстого

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА»  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ  
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
КИЕВ 1976

1857

УДК 550.42

**Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат.** Коллектив авторов. Под редакцией проф. М. И. Толстого. Издательское объединение «Вища школа», 1976, 192 с.

В книге содержатся результаты многолетних комплексных исследований геологических особенностей, химизма, геохимии, петрографии и петрофизики (магнитные, плотностные, емкостные, упругие, тепловые свойства) неогеновых вулканических образований Советских Карпат.

Работа является первым систематическим описанием состава и физических свойств вулканических Карпат. Показаны широкие возможности комплексных исследований для решения вопросов стратиграфии, сопоставления, корреляции и генезиса вулканогенных образований. Содержится обширный материал по составу и физическим свойствам вулканитов различного генезиса.

Рассчитана на геологов и научных работников, занимающихся исследованием вулканических пород, а также на студентов геологических специальностей.

Табл. 41. Ил. 40. Список лит. 87

*Авторский коллектив:* Ю. Л. ГАСАНОВ, В. Г. МОЛЯВКО, И. М. ОСТАФИЙЧУК, Г. Т. ПРОДАЙВОДА, А. Ю. СЕРГА, А. В. СУХОРАДА, М. И. ТОЛСТОЙ.

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Киевского государственного университета.

*Рецензенты:* доктора геол.-мин. наук В. С. Заика-Новачкий, В. В. Науменко и канд. геол.-мин. наук Т. С. Лебедев.

Редакция естественной литературы  
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулканогенные образования привлекают в последнее время большое внимание исследователей в связи с четкой связью вулканизма с тектоникой, особенностями развития структуры тех или иных участков земной коры. Как продукты глубинных процессов вулканические породы несут в себе признаки произошедшей там дифференциации вещества, особенностей гибридности и контаминации веществом коры. Актуальность этой проблемы обусловлена огромной ролью вулканических процессов в истории Земли — влиянием их на условия седиментации, состав земной коры, гидросферы и атмосферы, тесной связью вулканизма и процессов рудообразования. Поэтому комплексное изучение состава и физических свойств вулканических образований может быть весьма информативным при реконструкции истории и особенностей магматизма различных регионов. Подобные методы исследования успешно зарекомендовали себя при изучении вулканогенных образований Курило-Камчатской дуги, Армении, а также Японии, Северной Америки и других регионов.

Цель настоящей работы — комплексная характеристика вещественного состава и петрофизических особенностей неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба для выявления характерных черт орогенного магматизма, корреляции его продуктов на различных участках региона, закономерностей в эволюции и характере дифференциации вещества и решения вопросов генезиса вулканических пород. Подобное исследование, базирующееся на единой методической основе, для Карпатского региона проводится впервые.

Несмотря на более чем вековую историю геологических исследований Закарпатья, большой объем публикаций как отечественных, так и зарубежных исследователей, изученность различных аспектов геологического строения этого района довольно неравномерна.

Крупный вклад в исследование тектоники Карпат внесли Д. Н. Андрусов, А. А. Богданов, В. Г. Бондарчук, О. С. Вялов, В. В. Глушко, М. В. Муратов, М. И. Петрашкевич, В. И. Славин, О. Б. Соллогуб, С. И. Субботин, В. Е. Хаин, В. И. Хоменко, А. В. Чекунов и др. [3, 7—9, 14, 45, 51, 56, 57, 61—63, 73, 75].

Они установили зональность строения Карпат, провели их тектоническое районирование, выявили роль разломной тектоники в формировании Флишевых Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба, определили мощность земной коры в различных структурных зонах Карпат, глубину залегания и характер строения донеогенового фундамента.

Стратиграфии неогеновых отложений Закарпатья посвятили свои работы В. С. Буров, В. Н. Зайцева, Е. Ф. Малеев, Б. В. Мерлич, И. Б. Плешаков, В. И. Славин, В. Н. Утробин, В. Г. Шеремета [10, 35, 36, 38—40, 52, 57, 71]. Значительные результаты в разработке стратиграфии неогеновых отложений получены Закарпатской геологической экспедицией ордена Ленина треста «Киевгеология». Однако еще нельзя считать завершенной разработку вопросов стратификации новейших вулканических пород, датирование которых затруднено в связи с близким петрографическим составом разновозрастных толщ, отсутствием маркирующих горизонтов.

Петрографические и петрохимические особенности вулканических толщ Закарпатья обстоятельно изучались В. С. Соболевым [58—60], М. Кутаном, Е. Ф. Малеевым, Л. Г. Данилович, Б. В. Мерlichem, С. М. Спитковской, Э. А. Лазаренко, Н. В. Короновским, А. Ф. Гончаруком и др. [18, 19, 21—23, 30, 31, 35, 36, 38—41, 79, 80]. Ими предложены схемы развития неогенового вулканизма и в той или иной мере затронуты проблемы генезиса вулканитов. К сожалению, разрозненный фактический материал, привлекаемый авторами для генетических построений, различные представления о возрасте вулканогенных образований, отсутствие единого подхода к районированию и четких критериев расчленения вулканических разрезов различных районов Закарпатья обусловили различия в трактовке ими важнейших вопросов генезиса, закономерностей развития и металлогении вулканических пород. В результате в настоящее время известно более 20 схем развития вулканизма для Закарпатья, в которых формирование неогеновых вулканических толщ связывается с проявлением трех, пяти, а иногда и восьми эруптивных фаз.

Геохимическая характеристика неогеновых вулканических образований дается лишь эпизодически в некоторых работах [18, 19, 22, 47, 49, 50, 59], является отрывочной, базируется на разной аналитической основе. До сих пор нет обобщающего исследования по геохимическим особенностям, специализации ведущих петротипов вулканических пород Закарпатья, что в известной мере сдерживает развитие прикладных геохимических исследований на этой территории. Некоторые петрофизические особенности вулканических пород Закарпатья обсуждаются в работах С. И. Субботина, Ю. М. Коптюха, Т. С. Лебедева и Н. Ф. Познанской, В. И. Хоменко, Н. П. Михайловой и А. М. Глевасской [32, 33, 43, 62, 73, 74]. В основном их исследования касаются распределения характеристик объемного и удельного весов и ма-

гнитных свойств. Сведения о емкостных, упругих, тепловых свойствах вулканических пород практически отсутствуют.

Настоящая работа должна в определенной мере восполнить существующие пробелы в исследованиях геологии, петрогеохимии и петрофизики вулканогенных пород Закарпатского внутреннего прогиба, дать оценку распределения химических элементов и физических параметров в основных разновидностях вулканитов, получить региональные геохимические и петрофизические характеристики и на этой основе рассмотреть специализацию вулканических пород, эволюцию их состава во времени и пространстве. В основу работы положены, главным образом, результаты оригинальных собственных исследований авторов, анализа имеющейся обширной литературы по тектонике, стратиграфии и новейшему вулканизму Советских Карпат, а также сопредельных территорий Венгрии, Чехословакии и Румынии. Особое внимание в процессе исследований уделялось расчленению и корреляции вулканических разрезов Выгорлат-Гутинской гряды, основанном как на общих вулканологических принципах, так и на всем комплексе изученных признаков состава и свойств вулканических пород, исследовании минеральных ассоциаций вкрапленников пород различного возраста, состава и условий формирования. Фактической основой работы явились геологические исследования, выполненные коллективом сотрудников проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород геологического факультета Киевского государственного университета в содружестве с геологами Закарпатской геологической экспедиции (В. Н. Зайцева, Э. М. Титов, А. В. Зобков и др.) с использованием новейших данных по геологической съемке.

Авторами были исследованы и опробованы вулканические разрезы важнейших структур Выгорлат-Гутинской гряды (вулканические массивы Попричный, Анталовский, Маковица, Синяк, Борлиов Дил, г. Бужора, Великий Шоллес, Оаш), Береговского холмогорья (липаритовые купола гор Косинская, Заставная, Хаеш, Ардов, Чепка и Пеликан) и Чопской цепи погребенных вулканов (кern скважин 50с, 52с, 3т, 128с, 66м, 67с, массивы гор Шаланка и Черная). Массовое опробование вулканических пород проводили по методике, разработанной в ходе полевых работ. По возможности в опробование были включены все представители местных стратиграфических подразделений, исключая эксплозивные фации, отличающиеся большой неоднородностью состава и физических свойств. Для более полной характеристики пород, принадлежащих к одному стратиграфическому горизонту или телу, опробование производили участками в двух—пяти пунктах выборками из 20—40 проб. В случае, если какое-либо стратиграфическое подразделение включало породы различного состава или генезиса, то в опробование отдельно входили представители каждого типа пород. В пределах каждого участка пробы, объединяемые в одну выборку, отбирали в точ-

ках, отстоящих друг от друга на расстоянии 10 м и более. В каждой точке отбирали сборную пробу общим весом 300—350 г (из трех — шести частных проб для повышения представительности пробы и уменьшения влияния структурно-текстурных неоднородностей [67, 68]) — для характеристики вещественного состава породы, штаф — для изучения физических свойств и скол — для изготовления петрографического шлифа.

Отобранный каменный материал был подвергнут комплексному анализу, включавшему петрографические исследования, изучение валового химического состава пород, изучение элементарного состава пород приближенно-количественным спектральным, пламенно-фотометрическим и люминесцентным методами, исследование физических свойств (удельного и объемного веса, эффективной и общей пористости, скорости продольных и поперечных волн, упругой анизотропии, тепло- и температуропроводности, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности и намагниченности насыщения, точки Кюри).

Валовый химический состав вулканических пород определяли стандартным комплексонометрическим методом (аналитик В. Ф. Антоненко) в силикатной лаборатории научно-исследовательского сектора Киевского университета. При спектральном исследовании элементарного состава использовали методику попеременного фотографирования спектров исследуемого препарата и пробы сравнения или промежуточного стандарта (аналитики Л. Я. Табачный, В. В. Прищепа). В качестве пробы сравнения были взяты андезито-базальт (карьер с. Радванка) и липарит (сборная усредненная проба из всех исследованных липаритов), спектры которых были сопоставлены и увязаны с геохимическими стандартами СССР и США. Анализ производили на дифракционном спектрографе СТЭ-1 с введением порошковой пробы в дуговой промежуток методом просыпки-вдувания с помощью полуавтомата УСА-6. Расшифровку спектрограмм вели

на микрофотометре МФ-2 с оценкой концентраций по шкале  $\sqrt[10]{10}$ , что обеспечивало получение 10 значений в одном порядке с воспроизводимостью 5—15%. Используемая методика позволила значительно снизить влияние ошибок анализа на результаты статистической обработки данных. А это обеспечило повышение достоверности выводов о характере распределения химических элементов в исследуемых геологических образованиях. Определения калия, натрия, лития, рубидия и цезия выполнены аналитиком Е. В. Слынько методом фотометрии пламени на фотометре фирмы «Цейс» с электрической регистрацией содержаний с помощью ФЭУ по стандартной методике при чувствительности и точности определений для калия, натрия —  $5 \cdot 10^{-3}\%$  (точность  $\pm 7\%$ ), лития, рубидия —  $2,5 \cdot 10^{-4}\%$  ( $\pm 10$ — $12\%$ ), цезия —  $10^{-4}\%$  ( $\pm 10$ — $12\%$ ).

Измерения удельного веса проводили пикнометрическим ме-

тодом с точностью  $\pm 0,015 \text{ г/см}^3$ , объемного веса — методом гидростатического взвешивания на аналитических весах с точностью  $0,006 \text{ г/см}^3$  (аналитик Е. А. Стецюра). Общую пористость определяли расчетным путем. Магнитная восприимчивость и остаточное намагничение измеряли на магнитометре МА-21 при чувствительности  $10^{-7}$  СГСМ и точности  $\pm 4,5\%$ . Восприимчивость образцов со значениями фактора  $Q > 6$  определяли каппаметром ИМВ-2 на образцах с плоскими гранями. Намагниченность насыщения  $I_s$  измерена баллистическим методом, точка Кюри — по графикам температурной зависимости  $I_s - T$  [64]. Для реставрации первичного облика ферромагнитных минералов применяли высокотемпературный отжиг образцов в вакууме ( $10^{-3} - 10^{-4}$  мм рт. ст.) и в инертной среде аргона и гелия (аналитик Т. И. Самарина и А. В. Клевцовский). Магнитные исследования сопровождалось минераграфическим изучением шлифов с использованием препаратов и методики магнитной порошкографии. Теплофизические измерения (тепло-, температуропроводности) производили в режиме нестационарных тепловых полей методом двух температурно-временных точек. Точность измерения составляла  $\pm 5\%$ . Общую и эффективную пористость определяли по методике ИГЕМ АН СССР методом насыщения при точности определения  $\pm 15\%$ . Скорости прохождения продольных и поперечных волн определяли ультразвуковым импульсно-фазовым методом на лабораторной установке повышенной точности (0,1—0,4%) (аналитик В. Н. Михайлов). Упругие свойства (коэффициент Пуассона, модули сдвига и Юнга) устанавливали из известных соотношений теории упругости.

Статистическую обработку полученных аналитических данных производили по программе комплексного статистического анализа геолого-геофизической информации, разработанной в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород (Н. Н. Жуков, А. Ю. Серга, Н. В. Оконишникова) на ЭВМ «Минск-22» и М-220. В оформлении и подготовке рукописи к опубликованию принимали участие Г. Г. Лозовая и О. Г. Терченко.

Исследования на всех этапах проводили при всесторонней поддержке и в содружестве с геологами Закарпатской геологической экспедиции (В. Н. Зайцева, А. В. Зобков, Г. Г. Сасин, Э. М. Титов), треста «Киевгеология» (С. В. Расточинский), Львовского университета (Б. В. Мерлич). Большую помощь в работе оказали советы и замечания Н. В. Короновского (Московский университет), Э. А. Лазаренко (Институт минеральных ресурсов МГ УССР), В. В. Науменко, А. Ф. Гончарука (Институт геохимии и физики минералов АН УССР), В. С. Заика-Новацкого (Киевский университет), Я. Славика (ЧССР, Геологическая служба Словакии), К. Фусана (ЧССР, Геологический институт им. Диониза Штура). Всем названным организациям и лицам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА СОВЕТСКОГО ЗАКАРПАТЬЯ

Карпатская горная страна составляет внешнюю часть северной ветви Средиземноморской альпийской складчатой области. Складчатая дуга Карпат начинается к востоку от Дуная (между Венной и Братиславой), протягивается далее на восток и юго-восток через Восточную Словакию и Закарпатскую Украину до долины р. Бзеу в Румынии, где поворачивает сначала на юго-запад до г.\* Черная, а затем снова к югу, достигая долины Дуная между Базишем и Железными воротами.

В отличие от Альпийской структуры, сохранившей свою целостность, Карпатская горная страна весьма неоднородна, что обусловлено насыщенностью Карпат множеством жестких массивов, при опускании которых образовались межгорные и краевые впадины, выполненные молодыми отложениями. С внешней стороны Карпаты отделены от окружающих структур (массивов Раук, Богемский, Лыса Гура, Русской платформы, Подольской плиты и массива Добруджа) Предкарпатским передовым прогибом, выполненным в основном миоценовыми моласами. С внутренней стороны Карпатской дуги расположен крупный Паннонский массив. В поперечном сечении Карпат хорошо различаются внутренняя и внешняя мегазоны (рис. 1).

По простиранию геологически, тектонически и морфологически Карпаты делятся на Западные (Словацкие, Польские), Центральные (Украинские), Восточные и Южные. Западные и Восточные Карпаты характеризуются широким развитием во внутренней зоне крупных доальпийских кристаллических массивов, образующих так называемую группу Внутренних, или Центральных массивов (Родна, Марамуреш, Словацкое рудогорье) [3], надвинутых на мел-палеогеновые флишевые отложения внешней зоны. В Центральных Карпатах (отрезок между Дуклянским перевалом и истоками рек Тисса и Прут) кристаллический фундамент испытывает значительные погружения, во внутренней зоне (на месте внутренних массивов Восточных и Западных Карпат) закладывается крупный Закарпатский прогиб.

\* Далее приняты следующие сокращения: г. — город, с. — село, г. — гора, руч. — ручей, хр. — хребет.

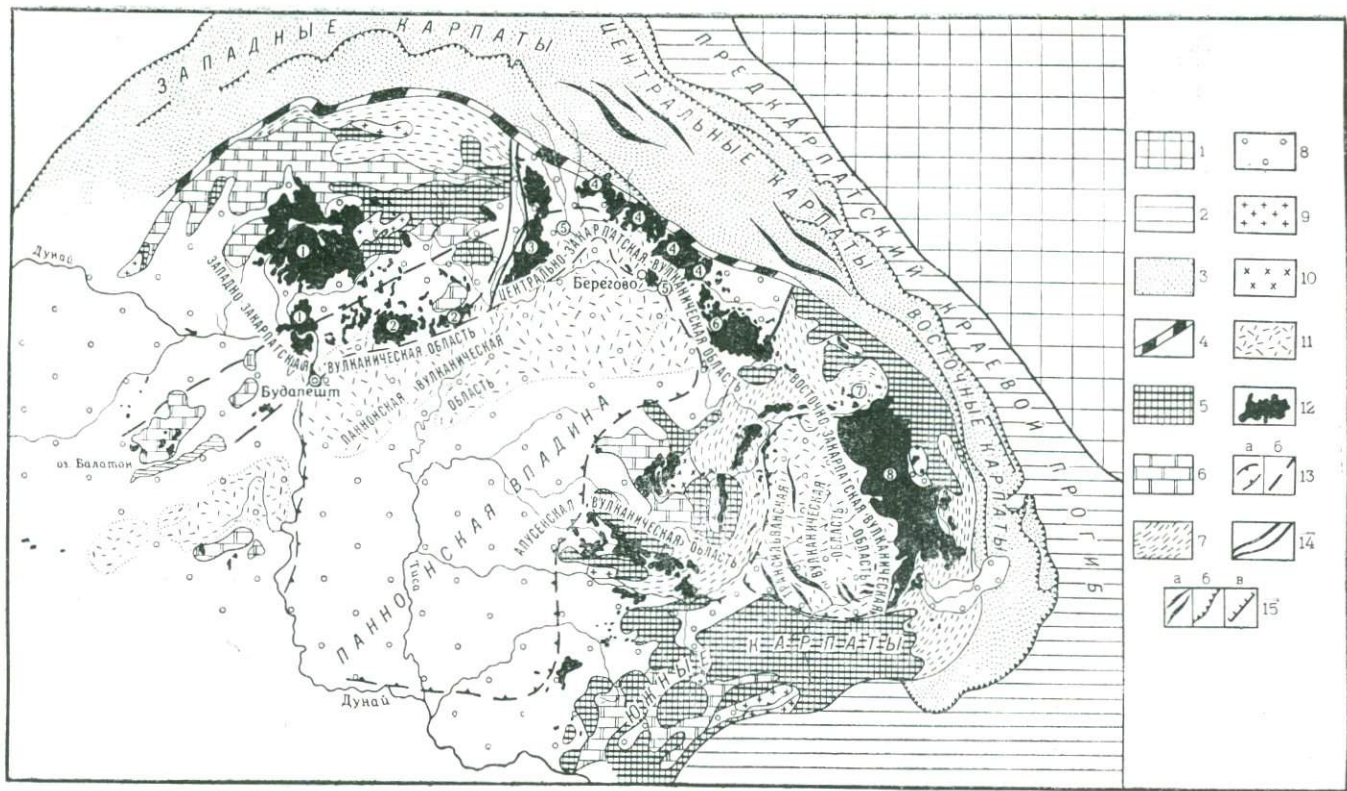
## Структурное положение, особенности геологического строения и тектоническое районирование

Как тектоническая структура Закарпатский внутренний прогиб расположен между Карпатским складчатым сооружением и Паннонским срединным массивом. От Складчатых Карпат прогиб отделен Закарпатским глубинным разломом, который фиксируется зоной Пенинских утесов. Сочленение с Паннонским массивом более сложно и в общих чертах может рассматриваться как зона Припаннонского глубинного разлома. Эта довольно широкая зона включает в себя цепь погребенных вулканов в южной части прогиба и Чоп-Берегово-Бая-Марскую горстантиклинальную структуру. За пределами Украинского Закарпатья Припаннонский разлом простирается на юго-восток по северной окраине массивов Гутин и Кэлиман-Харгита (Румыния) и разделяет Гемериды и Татро-Вепориды на северо-западе (Словакия). Западной границей Закарпатского внутреннего прогиба являются Выгорлатский и Горнадский поперечные разломы, а восточной — разломы, проходящие по линии Ганичи — Солотвино, по которым кристаллические массивы Внутренних Карпат опущены на большую глубину и погребены под толщей неогеновых моласс [3, 57, 61, 73, 74, 85].

Зона самого прогиба имеет отчетливо двухъярусное строение. Образования нижнего структурного яруса, сложенные отложениями мезозоя и палеозоя, представляют собой глубоко погруженный фундамент, а верхнего яруса — неоген-четвертичные отложения выполнения прогиба. В пределах нижнего яруса выделяются два складчатых структурно-фациальных комплекса — герцинский и альпийский. Первый по отношению ко второму можно рассматривать как комплекс основания, породы его сложены в одинаковой степени дислоцированными и метаморфизованными отложениями палеозоя. В альпийском комплексе участвуют образования триасового, юрского, мелового и палеогенового возрастов, сформировавшиеся в квазиplatformенный (триас) и геосинклинальный (юра — палеоген) этапы развития. Неогеновые и четвертичные отложения верхнего структурного яруса практически не дислоцированы и резко несогласно залегают на отложениях фундамента. Они представлены толщами переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин, мергелей с прослоями туфов, туфолов и лав как кислого, так и основного составов.

Область Закарпатского внутреннего прогиба состоит из ряда самостоятельных структурных единиц, что обусловило большую фациальную изменчивость разновозрастных отложений.

Материалы глубинного бурения и геофизические исследования свидетельствуют о гетерогенном строении фундамента [13,



17, 39, 74, 75] и участии в его образовании блоков Татро-Вепорид внутренних массивов и Мармарошского массива, представленных метаморфизованными и дислоцированными отложениями палеозоя — мезозоя, а также элементов Паннонского массива [31].

Имеющиеся сейсмологические данные указывают на присутствие горизонта с пониженными скоростями ( $V_p=6,4$  км/сек) в базальтовом слое, что предполагает нарушение сплошности последнего в этом районе [75]. Исследованиями установлено, что поверхность Мохо в пределах прогиба соответственно в Чопской и Солотвинской впадинах находится на глубине 27—35 км и скачкообразно изменяется в зонах крупных разрывных нарушений. Фундамент прогиба (вплоть до верхней мантии) разбит сериями крупных и более мелких продольных и поперечных разломов на ряд блоков [61, 62, 73, 74, 75], перемещенных относительно друг друга как в вертикальном, так и горизонтальном плане, что обуславливает продольную и поперечную зональности в строении прогиба. В юго-западной его части в результате образовалась область приподнятого фундамента, так называемая Земплин-Чоп-Берегово-Бая-Марская зона горстов [55]. С северо-востока область поднятого залегания фундамента контролируется Ужгород-Тячевской зоной разломов [74], существование которой подтверждается как геофизическими данными, так и приуроченностью центров вулканической деятельности (зона погребенных вулканов, по Б. В. Мерличу [40]). В соответствии с этой зоной разломов фундамент прогиба разделяют на две продольные зоны — внутреннюю Чоп-Виноградовскую (с приподнятым фундаментом) и внешнюю Мукачево-Солотвинскую (с опущенным фундаментом) [73, 74]. Близкое строение фундамента внешней впадины и внутренней зоны, а также общие черты их седиментационного и тектонического развития в неогене свидетельствуют о том, что Чоп-Виноградовская зона горстов является структурным элементом Закарпатского прогиба, равноценным Мукачевской, Солотвинской впадинам и Выгорлат-Гутинской гряде. Поэтому в качестве основных структурных единиц

Рис. 1. Схема вулканического и тектонического районирования Карпатской и Паннонской вулканических субпровинций:

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Предкарпатский красной прогиб; 3 — флишевые зоны Внешних Карпат; 4 — зона Перильенинского глубинного разлома; 5 — поднятие кристаллического фундамента Паннонского массива и кристаллические массивы Западных и Южных Карпат (Pt—Pz); 6 — карбонатно-терригенные квазиплатформенные отложения (T—Cr<sub>1</sub>); 7 — внутрикарпатский флиш (Cr—P<sub>0</sub>); 8 — молассы неогена; 9 — гранитоиды (Pt—Pz); 10 — банатиты (Cr<sub>2</sub>); 11 — кислые изверженные породы миоцена; 12 — изверженные породы среднего состава миоцена и плиоцена; 13 — границы максимальных прогибов (а) и горстового обрамления впадин (б); 14 — разломы; 15 — антиклинали (а), надвиги (б), сбросы (в).

Цифрами в кружочках указаны вулканические районы: 1 — Бержень-Штявницкий; 2 — Матра-Бюккский; 3 — Першов-Токайский; 4 — Выгорлат-Шолдесский; 5 — Земплин-Береговский; 6 — Оаш-Гутейский; 7 — Родненский; 8 — Калиман-Харгитский.

Закарпатского внутреннего прогиба следует выделять Солотвинскую и Мукачевскую впадины (обе структуры с опущенным фундаментом), Чоп-Берегово-Бая-Марскую зону горстов, Выгорлат-Гутинскую наложенную вулканическую гряду (рис. 2). За пределами СССР к ним добавляются Восточно-Словацкая и Мармарошская впадины и наложенные вулканические горы Пер-

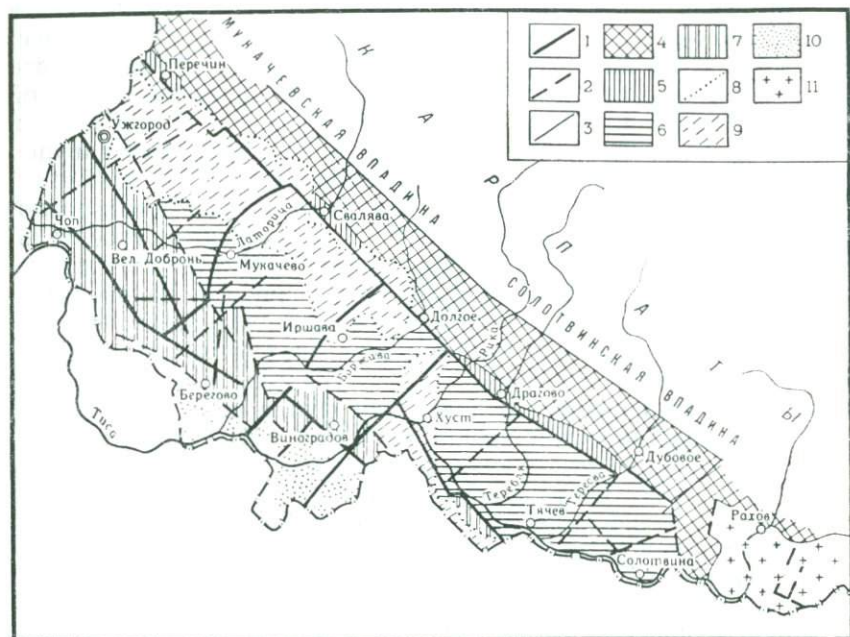


Рис. 2. Схема тектонического районирования Закарпатского внутреннего прогиба (по В. И. Хоменко, [73]):

1 — основные тектонические разломы, 2 — второстепенные тектонические разломы; 3 — границы структурно-фациальных зон; 4 — Складчатые Карпаты; 5 — зона Пеннинских утесов; 6 — область глубокого залегания фундамента Закарпатского прогиба; 7 — область неглубокого залегания фундамента прогиба; 8 — границы Выгорлат-Гутинской гряды; 9 — Выгорлат-Гутинская гряда; 10 — Паннонская впадина; 11 — Раховский кристаллический массив.

шов, Токай и Гутей. Возникновение этих структур второго порядка связано с дифференцированными блоковыми движениями по крупным унаследованным или возникшим в неогене нарушениям, транспортировавшим к поверхности магму в связи с тектоническими подвижками в структурных зонах, окружающих Закарпатский внутренний прогиб.

Солотвинская впадина представляет собой участок прогиба между Складчатыми Карпатами и Чоп-Берегово-Бая-Марской зоной. На юго-востоке впадина системой ступенчатых разломов отделяется от Мармарошского массива, а на северо-западе — от Мукачевской впадины. Граница с последней фиксируется также вулканическими постройками субмеридионального участка

Выгорлат-Гутинской гряды, приуроченными к Хустскому глубинному разлому. Большая часть впадины выполнена верхнетортонскими отложениями, более молодые отложения распространены незначительно, так как в позднесарматское время Солотвинский блок присоединился к Складчатым Карпатам и в отличие от Мукачевской впадины, где широко развиты отложения верхнего неогена, начал воздыматься.

Мукачевская впадина, протягиваясь полосой шириной около 15 км от хр. Великий Шоллес на юго-востоке до района г. Ужгорода на северо-западе, образует форму линейного прогиба, усложненного разноплановыми брахиморфными складками и разрывными нарушениями. На севере впадина ограничена Выгорлат-Гутинской грядой (зоной Закарпатского глубинного разлома), а на юге — Ужгород-Тячевской зоной разломов [73, 74]. В отличие от Солотвинской впадины, здесь широко развиты отложения верхних моласс (сармат — нижний левантин), в то время как тортонские образования погружены на значительную глубину. Фундамент Мукачевской впадины (в сравнении с Солотвинской) опущен на большую глубину и разбит на большее число блоков. Вдоль южной границы впадины в области Ужгород-Тячевской зоны разломов располагается цепь погребенных вулканических аппаратов миоценового и паннонского возрастов [40, 41]. Одиночные вулканические центры известны также вдоль разломов, разделяющих отдельные блоки. Состав вулканических продуктов этих аппаратов преимущественно андезитовый.

Чоп-Берегово-Бая-Марская зона горстов занимает юго-западную часть Закарпатского прогиба, протягиваясь от района Бая-Маре в Румынии до района Земплин в Словакии при ширине 10—15 км в пределах СССР. Северо-восточными и юго-западными границами зоны являются системы продольных разломов типа сбросов, отделяющих ее от Солотвинской, Мукачевской и Восточно-Словацкой впадин прогиба на северо-востоке и Большой Венгерской впадины на юго-западе.

От Мукачевской и Солотвинской впадин зона отличается меньшей мощностью земной коры, приподнятым положением, чрезвычайной раздробленностью фундамента и характером миоценового разреза. Э. М. Титовым показано, что миоценовые отложения этой зоны, хотя и имеют полный набор стратиграфических подразделений, представленных в Мукачевской впадине, сильно сокращены в мощности. Кроме того, в разрезе рассматриваемой структуры значительно больше вулканических образований с преобладанием производных кислого состава.

Выгорлат-Гутинская гряда приурочена к области максимального опускания прогиба и сложена мощной толщей левантинских эффузивов, трассирующих на большом протяжении зону сочленения Внутренних и Внешних Карпат. Неоднородность структурного строения гряды определяется неоднородностью структур, на которые она наложена. На участке гряды, простирающемся бо-

лее чем на 100 км на территории Советского Союза, по этому принципу выделяются: 1 — участок гряды общекарпатского направления от западной границы СССР с Чехословакией до г. Бужора, связанный с Закарпатским глубинным разломом; 2 — хр. Великий Шоллес, приуроченный к субмеридиональному разлому, разделяющему Солотвинскую и Мукачевскую впадины; 3 — хр. Оаш, являющийся частью вулканического массива Оаш—Гутей—Вератек. При этом, однако, петрографический состав пород меняется незначительно, преобладают близкие по химизму породы андезито-базальтового и андезитового ряда, удельный вес образований как более кислого, так и более основного состава весьма невелик.

Рассмотренные выше структурно-тектонические элементы Закарпатского внутреннего прогиба довольно четко делятся на два типа по времени и характеру проявления разрывной тектоники в области сочленения Внутренних и Внешних Карпат.

К первому типу принадлежат относительно более древние мезоценовые структуры, образовавшиеся на первой стадии формирования прогиба в результате интенсивного погружения всей его территории. Сюда относятся области дробления фундамента в пограничной зоне прогиба и Паннонского массива (серия продольных разломов, разделивших прогиб на внутреннюю Чоп-Берегово-Бая-Марскую и внешнюю — Мукачево-Солотвинскую зоны), а также ряд поперечных разломов, отделяющих Закарпатский прогиб от кристаллических массивов внутренних Карпат.

Второй тип структур, более молодых (паннон — плиоцен), сформировался в результате дальнейшего погружения прогиба и интенсивных разнонаправленных движений большой амплитуды, главным образом, внутри самого прогиба. В результате произошло разделение и обособление впадин внешней зоны и проявились крупные вулканические извержения вдоль унаследованного Закарпатского и вновь возникшего Хустского глубинных разломов, что привело к формированию наложенной вулканической гряды. В этот же период произошло подновление отдельных нарушений в зоне Припаннонского разлома.

## **Особенности орогенного неогенового вулканизма Советского Закарпатья**

Интенсивный вулканизм, проявившийся в неогене во внутренней части Карпатского орогена, связан с орогенным этапом его развития. Вулканические проявления этого периода четко контролировались положением глубинных разрывных нарушений, возникших в области сочленения Паннонского массива с Карпатским горным сооружением. Центры извержений приурочивались к границам формирующихся прогибов и поднятий, а время и мощность актов эрупции полностью зависели от тектонической

активности конкретных территорий. В Паннонской, Трансильванской и Западно-Закарпатской вулканических областях [42], приуроченных к соответствующим структурам, вулканическая деятельность проявилась главным образом в миоцене (рис. 1). По мере консолидации этих областей и возникновения крупных разрывных нарушений в зонах сочленения Паннонского срединного массива с обрамляющими структурами центры вулканической активности в среднем миоцене и плиоцене смещались к Центрально- и Восточно-Закарпатской вулканическим областям.

В пределах Советского Закарпатья (Центрально-Закарпатская вулканическая область) вулканизм тесно связан с заложением и развитием Закарпатского внутреннего прогиба и, прежде всего, с ограничивающими его глубинными разломами общекарпатского направления. Начало вулканической деятельности наблюдалось в миоцене, в области Припаннонского разлома. В плиоцене в связи с причленением ряда внутренних впадин к Паннонскому массиву излияния переместились к нарушениям, разделяющим Внутренние и Внешние Карпаты — Закарпатскому глубинному разлому и разлому, отделяющему Мукачевскую впадину от Солотвинской. В результате на территории Советского Закарпатья сформировались два вулканических пояса, смыкающихся в районе хр. Оаш. Многочисленные данные по стратиграфии, абсолютному возрасту и тектоническому положению вулканических толщ свидетельствуют в пользу образования их в ранне- и позднеорогенические магматические эпохи, соответствующие ранне- и позднеорогенному этапам развития альпийской складчатости в Карпатах.

Вулканизм раннеорогенной эпохи. Вулканизм ранней эпохи (бурдигал—паннон) имеет преимущественно эксплозивный характер с образованием мощных толщ туфов, туфолов, игнимбитов липарито-дацитового составов при резко подчиненной роли пород основного ряда. По данным Е. Ф. Малеева [36], соотношение вулканогенного материала основного — среднего и кислого составов этого возраста на территории Советского Закарпатья составляет 1 : 20. С этой же стадией связывается внедрение экстрезуй липаритовых куполов.

Характерными чертами магматических проявлений в этот период следует считать извержения очень контрастного по составу кислого и основного материала, происходившие из сближенных в пространстве и во времени каналов [23, 31], а также чрезвычайно высокий коэффициент эксплозивности (более 99 для кислых продуктов [36]). Локализация вулканизма ранней орогенной эпохи происходила вдоль разломов, отделяющих Паннонский срединный массив от системы внутренних впадин (Северо-Венгерская вулканическая область) и вдоль нарушений, разделяющих блоки фундамента самого массива. В советской части вулканогенные образования этой стадии приурочены, главным образом, к зоне Припаннонского глубинного разлома.

Начало миоценового вулканизма в южной части Закарпатского прогиба знаменуется мощными извержениями туфов липаритового состава при полном отсутствии основных и средних пород. Согласно Э. Вадасу [11] и М. Кутану [80], мощные извержения преимущественно липаритовых туфов проявились в гельвете — нижнем сармате на территории Северной Венгрии и Словакии, в зоне крупных разрывных нарушений, обрамляющих и секущих Паннонский массив. Это позволяет предположить, что на всей обширной территории Внутренних Карпат начало неогенового вулканизма характеризуется преимущественно кислыми излияниями и эксплозиями.

Извержения вулканогенных пород основного и преимущественно среднего составов имели место главным образом в верхнем тортоне — нижнем сармате и локализовались во внешних структурах обрамления Паннонского массива — Кремницко-Штявницких и Токайских горах, горах Матра и Бюкк, цепи погребенных вулканов, г. Апусени, хр. Оаш [42, 48, 77, 80, 83, 85].

В Закарпатском внутреннем прогибе самыми древними вулканическими образованиями являются липаритовые туфы гельветы и нижнего тортона, залегающие среди терригенных отложений новоселицкой и тересвинско-солотвинской свит. В Береговском районе мощность их достигает нескольких сотен метров и быстро убывает к Мукачевской впадине. Центры извержений этих туфов неизвестны и, по-видимому, находятся в Венгрии [11, 31], где среди туфов залегают лавы такого же состава. Проявления тортонского вулканизма кислого состава в Закарпатском внутреннем прогибе очень маломощны.

С наибольшей мощностью вулканизм ранней стадии в этом районе проявился в нижнем сармате (доробратовское время). В вулканогенном разрезе этого времени, как и в гельвете — тортоне, преобладают туфы липаритов, общая мощность которых в Береговском районе достигает 1 км. Отличительной особенностью этого этапа является перемежаемость лав основного и кислого составов, изливавшихся практически одновременно.

Во внутренней зоне Закарпатского внутреннего прогиба и краевых частях Паннонского массива преимущественно развиты породы кислого состава. В разрезе нижнего сармата (доробратовская свита) здесь преобладают туфы, туфолавы и игнимбриды липаритового состава. Средние и основные породы находятся в подчиненном количестве, локально распространены в восточной и северо-восточной частях Берегового холмогорья, где пространственно совмещаются с продуктами кислого вулканизма (рис. 3).

Наибольшее распространение основные и средние породы этого времени имеют в области сочленения внутренней (Чоп-Берегово-Бая-Марской) и внешней (Мукачево-Солотвинской) зон Закарпатского прогиба, где они слагают погребенные под молодыми миоценовыми и плиоценовыми отложениями вулканиче-

ие массивы Чопской цепи погребенных вулканов [40]. В пределах Советского Закарпатья эта вулканическая цепь прослеживается на 80 км при ширине 5—15 км и состоит (по Б. В. Меричу [40, 41]) из ряда крупных вулканических сооружений типа стратовулканов и, по-видимому, ряда моногенных вулканов и экстрозивных тел. Начало формирования этой вулканической цепи относится к верхам тортона — низам сармата. Естественные обнажения вулканогенных пород этой структуры весьма немногочисленны и известны только в районах гор Дрисино, Шаланка и Черная, где образуют конусовидные выступы, сложенные лавами и туфами андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового составов.

Вулканогенный разрез нижнего сармата завершается внедрением экстрозивных куполов и формированием толщ кварцевых и бескварцевых липаритов, перлитов и лавобрекчий в Береговском районе. Среди более молодых образований ранней стадии следует отметить два маломощных горизонта туфов и туффитов липаритового состава, а также лав и туфов дацитового, андезито-дацитового и андезитового составов среднего сармата и паннона.

Таким образом, в раннеорогенную магматическую эпоху (миоцен) наблюдается практически одновременное извержение магм кислого и средне-основного составов, которые, согласно существующим представлениям, не связаны генетически, имеют различные магматические источники и принадлежат к различным магматическим формациям [22, 23, 31, 36].

В связи с плохой обнаженностью, ограниченностью площадей распространения и отсутствием четкой стратиграфической привязки расчленение вулканогенных образований ранней стадии сопряжено с большими трудностями, что породило множество схем расчленения и точек зрения на их формирование [11, 21, 28, 30, 36, 38, 41, 59].

Большинство исследователей Советского Закарпатья выделяют в миоцене две фазы вулканической деятельности. При этом выявляются значительные расхождения в определении времени начала вулканизма и границ между фазами. В зависимости от возрастной датировки стратиграфических подразделений (свит), границы между проявлениями первой и второй фаз вулканизма колеблются от нижнего тортона до сармата, а начало неогенового вулканизма — от бурдигала до нижнего тортона. Учитывая, что на прилегающих территориях Венгрии, Словакии и Румынии (Паннонская вулканическая провинция) вулканогенные образования раннемагматической эпохи наиболее распространены среди отложений гельвета, тортона и нижнего сармата, целесообразно три толщи миоценовых вулканитов Береговского района (новоселицкая, тересвинско-солотвинская и доробратовская свиты) параллелизовать с этими образованиями (табл. 1).

Таблица 1. Схема развития неогенового магматизма Внутренних Карпат и Паннонского срединного массива

Магматическая эпоха	Фаза складчатости	Вулканическая фаза	Возраст продуктов вулканизма	Паннонская субпровинция		Карпатская вулканическая субпровинция												
				Паннонская вулканическая область	Трансильванская вулканическая область	Западно-Закарпатская вулканическая область		Центрально-Закарпатская область						Восточно-Закарпатская вулканическая область	Апузенская вулканическая область			
						Матра-Бюкский район	Бержень-Штявницкий район	Першов-Токайский район	Земплин-Береговский район		Оаш-Гутейский район		Выгорлат-Шолесский район					
				Матра, Бюкк, Черхат	Бержен, Дунагуз, Штявница	Першов, Токай	Береговское холмогорье	Цепь погребенных вулканов	Бая-Маре, Гутей, Циблеш	Советская часть г. Оаш	Выгорлат, Попричный, Анталовский, Сяняк, Дехмянов, Бужора	Великий Шоллес	Кэлиман-Харгитский район					
Позднеорогенная	Валахская	Послеваллахская (6)	Плейстоцен												$\alpha\beta$ и $\beta$ — покровы			
		Послеронская (5)		Левантин								$\alpha\beta$ — лавы и туфы (III комплекс), $\lambda\xi$ — экстррузии (II комплекс)	$\alpha$ и $\alpha\beta$ — лавы (II комплекс), $\lambda\xi$ — экстррузии, $\beta$ , $\alpha\beta$ и $\alpha$ — лавы и туфы (II комплекс)	$\alpha\beta$ и $\beta$ — лавы (III комплекс), $\gamma\xi$ — экстррузии (II комплекс)	$\alpha$ и $\alpha\beta$ — лавы и туфы	$\beta$ — лавы (?)		
	Ронская	Паннон			$N_{1-2}P_{1-2}$													
	Послеаттичская (4)								Двупироксеновые $\alpha$ — лавы и туфы, $\xi$ и $\alpha\xi$ — экстррузии	$\alpha\beta$ — лавы и туфы	Кварцевые и амфиболовые $\alpha$ — лавы и туфы, $\alpha\beta$ — лавы, туфы лавобрекчии	$\alpha\beta$ , $\alpha$ — лавы и туфы (I комплекс)	$\alpha$ и $\alpha\beta$ — туфы и лавы, $\alpha\xi$ — экстррузии (I комплекс)	$\alpha\beta$ — лавы и туфы (I комплекс)	$\alpha\beta$ , $\alpha$ , $\xi$ туфы среди осадочных пород	$\alpha$ и $\alpha\beta$ — лавы и туфы на г. Рошия		
	Аттичская	Послепозднеаттичская (3)		Сармат		$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы и игнимбриты	$\xi$ и $\lambda\xi$ — туфы	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы, центры на Паннонском массиве (?)	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — экстррузии; гиперстеновые $\alpha$ — лавы; $\delta$ и $\gamma\delta$ — интрузии	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы, $\xi$ и $\alpha$ — экстррузии $\alpha$ — туфы и лавы	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы туфобрекчии, экстррузии и их потоки	Двупироксеновые $\alpha$ и $\alpha\beta$ — лавы и туфы, $\xi$ — экстррузии	Двупироксеновые $\alpha$ и $\alpha\beta$ , реже $\xi$ — лавы и туфы, $\gamma\sigma$ , $\sigma\lambda$ — интрузии	$\gamma\sigma$ , $\sigma\lambda$ , $\nu\lambda$ — интрузии	Дайка — $\sigma$ , $\nu\sigma$ , гранатосодержащие, $\lambda\xi$ и $\xi$ — экстррузии	$\xi$ — туфы среди осадочных пород	$\alpha$ — туфы, лавы лавобрекчии, $\xi$ — экстррузии, $\delta\sigma$ — интрузии	
Раннеорогенная	Позднеаттичская	Послераннеаттичская (2)	Миоцен		Тортон	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы и игнимбриты	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы	$\lambda$ — туфы (40—50 м); $\alpha$ — лавы и туфы (600—700 м)	$\alpha$ — экстррузии $\alpha$ и $\alpha\beta$ — лавы и туфы	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы и игнимбриты, (центры в Земплине)	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы						$\alpha$ , $\alpha\beta$ — туфы и лавы; $\lambda$ — лавы	
	Раннеаттичская	Послепозднеаттичская (1)		Гельвет		$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы и игнимбриты	$\xi$ — туфы	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы игнимбриты	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы центры на Паннонском массиве (?)	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы (центры в Земплине)	$\lambda$ и $\lambda\xi$ — туфы							
	Савская	Послепозднеаттичская (1)				Бур-итал-аквитан	$\lambda$ — туфы (?)											

Примечание. Черными жирными линиями показаны границы между вулканическими фазами. В таблице приняты следующие обозначения горных пород:  $\lambda$  — липариты,  $\lambda\xi$  — липарито-дациты,  $\xi$  — дациты,  $\lambda\xi$  — андезито-дациты,  $\alpha$  — андезиты,  $\alpha\beta$  — андезито-базальты,  $\beta$  — базальты,  $\gamma\delta$  — гранодиориты,  $\delta$  — диориты,  $\nu\sigma$  — габро-диориты,  $\nu$  — габбро.



Формирование этих вулканогенных образований, по-видимому, происходило в течение трех, а не двух эруптивных фаз, следовавших за савской (ранний миоцен), раннештрийской (верхи гельвета) и позднештрийской (верхний тортон — сармат) фазами орогенеза. Существование тесной связи между периодами орогенической активности и вспышками вулканической деятельности убедительно показано Я. Славиком и Л. Г. Данилович [85] на примере развития вулканизма западной части Закарпатского внутреннего прогиба. Поэтому в нашем понимании «вулканическая фаза» соответствует части магматической эпохи, периоду резкого усиления вулканической деятельности в промежутке между двумя тектоническими фазами; стадии вулканизма отражают отдельные вспышки внутри фаз, характерные для конкретных районов.

**Вулканизм позднеорогенной эпохи.** Если вулканизм раннеорогенной эпохи отвечал времени интенсивного погружения Закарпатского прогиба на всей территории блока

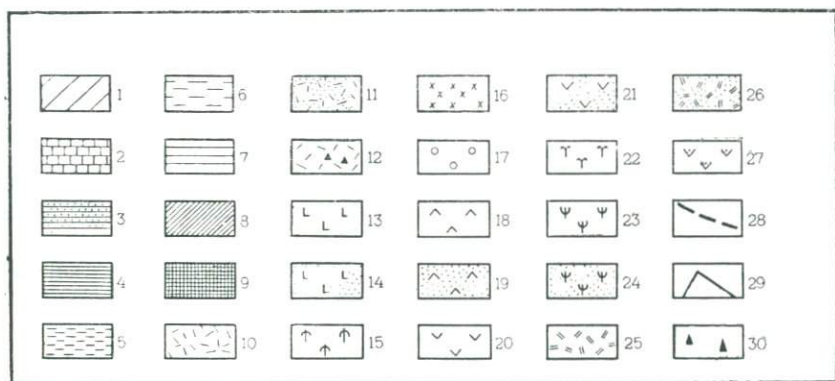


Рис. 3. Схема геологического строения Закарпатского внутреннего прогиба: 1 — флишевые отложения Карпат; 2 — образования Пеннинской зоны; 3 — карбонатные аргиллиты с прослоем луковской свиты; 4 — карбонатные аргиллиты с прослоями песчаников лукавской свиты; 5 — мергели и глины с прослоями лигнитов и липаритовых туфов алмашской свиты; 6 — глины, пески, галечники и конгломераты паннонского яруса; 7 — мелкообломочные туффиты и туфопесчаники основания гутинской свиты; 8 — аргиллиты и алевролиты с прослоями глин основания бужорской свиты; 9 — иллиты и туфолавы; 10 — липариты лавовых потоков и экструзивных куполов; 11 — туфы липаритового и липарито-дацитового состава; 12 — перлиты и перлитовые брекчи; 13 — андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты, преимущественно лавы; 14 — то же, преимущественно туфы; 15 — дациты лавовых потоков и экструзивных куполов; 16 — габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты неогена; 17 — песчаные глины с прослоями песков ильницкой свиты. Вулканогенные образования Выгорлат-Гутинской гряды: 18 — базальты, андезито-базальты и андезиты первого вулканогенного комплекса (гутинская свита), преимущественно лавы; 19 — то же, преимущественно туфы; 20 — андезито-базальты и андезиты второго вулканогенного комплекса (гутинская свита), преимущественно лавы; 21 — то же, преимущественно туфы; 22 — базальты, андезито-базальты и андезиты третьего вулканогенного комплекса (бужорская свита), преимущественно лавы; 23 — андезито-дациты экструзивных куполов и их потоков; 24 — туфы дацитового состава; 25 — липариты, липарито-дациты и дациты экструзивных куполов и их потоков; 26 — туфы липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава; 27 — вулканогенные образования Выгорлат-Гутинской гряды нерасчлененные; 28 — тектонические нарушения; 29 — границы участков исследования; 30 — точки опробования.

вдоль зон глубинных разломов и пространственно приурочен к внутренней его части, то образование вулканогенных пород поздней стадии соответствует периоду дробления прогиба на отдельные блоки с различными скоростями их опускания. Учитывая данные Б. В. Мерлича, Я. Славика, С. М. Спитковской, Г. П. Багдасаряна и Л. Г. Данилович, Г. П. Багдасаряна, Н. П. Михайловой, А. И. Глевасской, Э. М. Титова, А. В. Зобкова, Э. А. Лазаренко [4, 21, 22, 30, 40], а также ряда более ранних исследований, начало вулканизма позднеорогенной эпохи следует датировать паннонским временем, связывая его с крупной перестройкой прогиба в сармате — панноне (аттическая фаза орогенеза), разделением Мукачевской и Солотвинской впадин и заложением Большой Венгерской впадины на месте Паннонского массива.

Магматические породы этой стадии представлены вулканитами, главным образом, основного и среднего составов, которые тяготеют к периферийной части депрессии, образованной Закарпатским прогибом и Венгерской впадиной, Закарпатскому глубинному разлому и, возможно, к центральным частям Латорицкого блока [13, 30, 38, 39].

Наиболее интенсивно вулканизм позднеорогенной эпохи проявился в плиоценовое время в зоне сочленения воздымающихся блоков Карпатской складчатой области и Солотвинской впадины с Закарпатским прогибом, в результате чего сформировалась наложенная Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда — фрагмент Выгорлат-Харгитского пояса неогеновых вулканитов, образующего внешнее вулканическое обрамление Паннонского срединного массива.

Породы, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду, стратиграфически соответствуют гутинской и бужорской свитам, возраст которых в настоящее время [19, 21, 27, 30, 47] определяется соответственно как нижнесредне- и верхнеплиоценовый. По составу среди этих пород резко преобладают андезиты и андезитобазальты, излившиеся из вулканических аппаратов преимущественно центрального типа — полигенных стратовулканов (Анталовский, Маковица, Синяк, Дыхмянов, Бужора, Толстый и др.), и множество моногенных вулканов и экструзивных куполов, образующих крупные вулканические массивы. Каждый из вулканических центров такого массива имел свою последовательность и специфику извержений, что обусловило сложный мозаичный характер распределения лав и туфов различного петрографического состава. В таких условиях сквозное прослеживание на значительные расстояния каких-либо стратиграфических горизонтов становится практически невозможным. Поэтому большинство стратиграфических схем дробного расчленения вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды либо грешат существенными неточностями, либо пригодны для корреляции вулканитов только в пределах локальных участков. Этим обусловлено двух-

Таблица 2. Абсолютный возраст опробованных вулканогенных пород и их палеомагнитная характеристика

Войон исследовани я	Возраст пород, по данным геологической съемки	Порода	Место отбора	Полярность остаточной намагниченности	Абсолютный возраст, млн. лет
I	Сармат	Плагиолипарит	г. Косинская	—	1,32±1,9**
					14,8
	»	»	г. Хаеш	+	16,3 15,5±1,1*
					9±2**
	»	Перлиты	г. Пеликан	+	15,5±2,7**
					13,4±3,5**
	Паннон	Андезитобазальт	г. Шаланка	+	15,6 15,7±1,1**
					9±2**
»		»	г. Черная	+	10±2**
					12 13±1*
»	Андезитодцит	г. Черная Большой Тиссенский карьер	+	14 14,5	
				13,5 13,8±1*	
II	Нижнегутинская подсвита	Липаритодацит	руч. Поташня	—	15,0
	Среднегутинская подсвита	Андезитобазальт	Карьер с. Каменица	+	14,8 14,8±1,0*
					14,6
	Верхнегутинская подсвита	»	Карьер с. Радванка	—	14,3
					16,4
	»	»	руч. Сырой поток	—	9,5
14,3 11,5±1,6*					
»	»	Вершина г. Анталовская	—	11,2	
				14,1	
Среднегутинская подсвита	»	г. Маковица, низы разреза	+	12,1 12,7±1*	
III	Нижнегутинская подсвита	Андезит	с. Шелестово	+	11,9
	»	Андезитобазальт	р. Матекова	+	10,8±0,8*
					14,3
Бужорская свита	Базальт	г. Плишка Вершина г. Плишка	+	14,6 14,0±1,0*	
					13,2
					11,7
					10,8 12,7±1,5*
					14,8
					13,5
					9,0 9,9±0,9*
					10,8
					11,7±0,8*
					9,5±0,5***

Район исследо- вания	Возраст пород, по данным геологической съемки	Порода	Место отбора	Поляр- ность оста- точной намаг- ничен- ности	Абсолютный воз- раст, млн. лет	
IV	Бужорская свита	Базальт	руч. Синянка	+	11,2 11,6	11,4±0,8*
	»	»	»	+	12,8 12,7	12,7±0,9*
					9,5±0,7*	
					10,0	11,0±1*
					12,6	
V	Нижнегутинская подсвита	Андезито- базальт	руч. Быстрый	+	13,9 9,7	11,8±2,1*
	»	Андезит	г. Юрица	+	10,3 10,5	10,3±0,7*
	Среднегутинская подсвита	Андезито- дацит	г. Вар	+	10,0 14,8	12,9±1,3*
	Верхнегутинская подсвита	Липарито- дацит	руч. Вар, Ко- шелевский мас- сив	+	11,5 11,9	12±0,9*
	Бужорская свита	Андезито- базальт	г. Толстая	+	11,3 8,8	10,1±1,3*
VI	Среднегутинская подсвита	Базальт	с. Хижа	+	12,5 11,3	12,2±0,9*
	Верхнегутинская подсвита	Дацит	г. Саргеть	+	12,8 9,3	10,6±0,9*
	Бужорская свита	Андезито- базальт	с. Крива	+	11,0 11,2 10,5	10,2±0,8*

Примечание. I — Береговское холмогорье и цепь погребенных вулканов; вулканические массивы: II — Попричный, Анталовский, III — Синяк, IV — г. Бужора, V — Великий Шоллес, VI — Оаш.

Полярность остаточной намагниченности: «+» — прямая, «-» — обратная.

Данные абсолютного возраста заимствованы из литературных источников: \* — [43]; \*\* — [41]; \*\*\* — [71].

трех- и четырехчленное деление вулканических пород гряды на различных ее участках.

Значительные трудности возникают и при попытке корреляции вулканических пород по данным определения их абсолютного возраста, так как ошибка последнего сопоставима со временем образования всей гаммы вулканических пород района (табл. 2). Нередко возраст пород верхов гутинской подсвиты оказывается равным или даже более низким, чем вышележащей

бужорской свиты. Так, например, на хр. Великий Шоллес породы бужорской свиты практически одновозрастны с породами средней части гутинской свиты (соответственно  $10,7+1,3$  и  $10,3+0,7$  млн. лет) и даже древнее пород основания вулканического разреза на массиве Синяк ( $9,9+0,9$  млн. лет). Представления о точности определений значений абсолютного возраста дает табл. 2. Следует отметить также систематическое завышение данных абсолютного возраста исследуемых пород. Большая часть образований бужорской и гутинской свит, по данным этих определений (15—10 млн. лет), оказывается опущенной до среднего сармата — нижнего плиоцена. А согласно международной геологической шкале, границей миоцена и плиоцена принято считать возраст  $11\pm 1$  млн. лет. Поэтому значительные трудности возникают и при попытке корреляции вулканогенных разрезов по палеомагнитным данным, так как из-за отсутствия непрерывного разреза палеомагнитологи вынуждены «привязываться» к данным абсолютного возраста, а ошибки последних соизмеримы со временем устойчивости геомагнитного поля. Поэтому целые разрезы вулканогенных пород нередко попадают в один палеомагнитный горизонт (табл. 2).

Нами в основу расчленения и корреляции вулканогенных образований Выгорлат-Гутинской гряды положен факт существования ритмичности в извержениях, связанной с отдельными периодами тектонического оживления в жизни конкретных вулканических массивов [26, 44] и стадийностью их развития. Породы, сформировавшиеся в течение одного этапа вулканической активности, образуют вулканический комплекс, объединяющий серии пород, сближенных как территориально, так и по времени образования и, как правило, отделенных от образований последующего комплекса периодом относительного или полного затухания вулканической деятельности. Таким образом, понятие «вулканический комплекс» трактуется нами как сближенная территориально ассоциация вулканогенных пород, образовавшихся в течение одной вспышки (фазы или стадии) вулканической активности, связанной с деятельностью определенных или предполагаемых центров эрупции. При этом породы, объединяемые в каждом из исследованных районов Выгорлат-Гутинской гряды в вулканические комплексы, как правило, сохраняют стратиграфическую последовательность образования, установленную геологической съемкой.

Установленный факт временной и пространственной миграции вулканизма с запада на восток [60, 80] обуславливает асинхронность формирования пород, принадлежащих к одноименным вулканическим комплексам в различных вулканических массивах. В пределах четырех изученных нами участков Выгорлат-Гутинской гряды — западного, включающего массивы Попричный и Анталовский, центрального (массивы Синяк, Борлиов Дил, г. Бужора), восточного (массив хр. Великий Шоллес) и южно-

го, включающего северо-западную часть хр. Оаш, выделяется три вулканогенных комплекса. Образование их связывается с проявлением четвертой и пятой фаз орогенного вулканизма. Более древние вулканические породы на Выгорлат-Гутинской гряде мало распространены и известны только в западной ее части, где представлены экструзивными куполами липаритов и липарито-дацитов, внедрившихся, в третью фазу орогенного вулканизма.

Предлагаемое расчленение вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды имеет ряд преимуществ по сравнению с используемым в настоящее время при геологической съемке стратиграфическим методом, так как позволяет не только проследить эволюцию состава вулканических пород и характера вулканической деятельности конкретных вулканических массивов, но и дает возможность сопоставления и проведения корреляции вулканогенных образований различных массивов в соответствии с этапами их активности [44].

Несмотря на асинхронность актов эрупции в пределах гряды, последовательно формирующиеся в разных районах вулканические комплексы пород обладают рядом общих черт. В разрезах каждого вулканогенного комплекса устанавливается достаточно четкая смена продуктов эксплозивных фаций (туфов и туффитов всевозможного состава), преобладающих в низах разреза, лавовыми — в верхах его. В каждой из изученных вулканических массивов Выгорлат-Гутинской гряды (Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил, Великий Шоллес, Оаш) первый вулканогенный комплекс сложен двумя пачками, преимущественно туфовой и лавовой, то есть начало вулканической деятельности на всем протяжении Выгорлат-Гутинской гряды характеризовалось мощными эксплозивными извержениями, которые в последующем сменились эффузивными излияниями и внедрением по периферии вулканических массивов экструзивных и субвулканических тел. Исключение составляет район массива Попричный, где формированию пород главных фаций первого вулканического комплекса предшествовало внедрение экструзивных куполов липаритового состава.

Состав пород эффузивных фаций первого вулканогенного комплекса отличается относительным постоянством: андезитобазальт — андезиты в западной и центральной (массивы Попричный — Анталовский и Синяк — Борлиов Дил) частях гряды и базальт — андезитобазальты в восточной (хребты Великий Шоллес и Оаш). Несколько более кислый состав характерен для пород экструзивных куполов заключительных этапов формирования комплекса.

Значительно большим разнообразием химического и петрографического составов характеризуются породы второго вулканического комплекса, состав которых колеблется от андезитобазальтов до липаритов. Формированию последних на всех масси-

вах предшествовал перерыв в вулканической деятельности, который фиксируется несогласным залеганием пород второго комплекса на частично размытых и выветрелых вулканических породах первого комплекса, туфогенно-осадочных озерно-аллювиальными отложениями, перекрывающими породы первого вулканогенного комплекса. Очевидно, в этот период относительного «покоя» происходило накопление органических остатков, сформировавших нижние угольные горизонты (месторождения Ужгород, Рокосово, Ильницы и др.), а также валунно-галечных отложений с обломками эффузивов в осадках ильницкой свиты.

Происшедшая за время перерыва дифференциация в приповерхностных периферических очагах обусловила внедрение по периферии крупных аппаратов на начальных стадиях формирования пород второго комплекса во всех изученных районах экструзий кислого состава (андезито-дацит — липарит), что является наиболее характерной чертой комплекса, позволяющей коррелировать породы, образовавшиеся до и после их внедрения.

Дальнейшее развитие вулканизма в период второй вспышки вулканической активности (пятая эруптивная фаза) существенно отличается в различных районах Выгорлат-Гутинской гряды. В зоне Закарпатского глубинного разлома (западный и центральный районы гряды, массивы Анталовский, Попричный, Синяк, Бужора) вышележащие образования комплекса повторяют ритмичность первого комплекса и представлены в низах разреза туфами андезито-базальтового и андезитового составов, сменяющимися в верхах лавами того же состава. Завершается формирование комплекса внедрением субвулканических тел близкого состава. На субмеридиональном отрезке Выгорлат-Гутинской гряды в зоне Хуст-Виноградовского разлома (хребты Великий Шоллес и Оаш) в составе главных фаций комплекса отсутствуют туфы и лавы андезито-базальтового и андезитового составов, что, возможно, связано с ослаблением вулканической деятельности в этом районе (вполне вероятно, что в этот период происходило формирование осадочных образований, отнесенных Э. М. Титовым к нижней подсвите бужорской свиты).

Характерной особенностью пород третьего вулканического комплекса является преимущественно лавовый характер слагающих его пород. Образование этого комплекса слагают водораздельные участки в центральной и восточной частях гряды и отсутствуют в западной части, где вулканическая деятельность закончилась несколько раньше, чем в остальных районах. Следует подчеркнуть незначительность перерыва между формированием пород второго и третьего комплексов на центральном участке гряды. Основной причиной выделения этих образований в самостоятельный комплекс послужило их четкое геоморфологическое положение, выдержанный состав в пределах отдельных массивов, большие мощности лавовых потоков, практическое от-

существование пород экструзивных фаций. Формирование пород второго и третьего вулканических комплексов связывается с проявлением ранней и поздней стадий пятой фазы позднеорогенного магматизма в среднем и верхнем левантине.

Таким образом, в Центрально-Закарпатской вулканической области, полностью включающей вулканогенные образования Советского Закарпатья, проявилось пять фаз вулканической деятельности — три в раннеорогенную и две в позднеорогенную магматические эпохи (табл. 1). При этом вулканизм раннеорогенной эпохи полностью локализовался в зоне Припаннонского (Земплин-Береговский вулканический район), а позднеорогенной — в зоне Закарпатского и Хуст-Виноградовского глубинных разломов, что является отражением миграции вулканизма от центральных частей Паннонского массива к его периферии. Слабая тенденция к омоложению продуктов вулканизма наблюдается по латерали от западных к восточным областям Выгорлат-Гутинской гряды. Поэтому возраст продуктов четвертой вулканической фазы в этом направлении закономерно уменьшается от паннона до левантина, а пятой фазы — от нижнего до верхнего левантина. Намечающаяся тенденция нарушается в районе гор Оаш, Гутей, Циблеш, расположенном в зоне сочленения двух разновозрастных структур (Припаннонского и Хуст-Виноградского глубинных разломов) и характеризующемся развитием как ранне-, так и позднеорогенного магматизма.

## ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

**Вулканические породы Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов (Земплин-Береговский вулканический район)**

Земплин-Береговский вулканический район приурочен к внутренней юго-восточной части Центрально-Закарпатской вулканической области и пространственно совмещен с зоной Припаннонского глубинного разлома. Активная вулканическая деятельность здесь широко проявилась в миоцене и связана с первыми тремя фазами раннеорогенных стадий вулканизма. В позднеорогенную стадию вспышка вулканической активности наблюдалась только в юго-восточной части района (горы Шаланка, Черная). Большая часть вулканических продуктов в настоящее время погребена под более молодыми молассовыми отложениями. Обнажается на земной поверхности только серия липаритовых вулканических куполов нижнего сармата (третья эруптивная фаза) и редкие вершины сильно разрушенных вулканических построек цепи погребенных вулканов, сложенных андезито-базальтами и андезитами паннона-левантина (четвертая фаза). Кислые породы пространственно тяготеют к внутренней части Чоп-Берегово-Бая-Марской зоны — Береговскому холмогорью, а основные и средние — к внешнему ее обрамлению, цепи погребенных вулканов.

Кварцевые и бескварцевые липариты и перлиты экструзивных куполов Береговского холмогорья. Кварцевыми и бескварцевыми липаритами представлена группа экструзивных куполов в западной части холмогорья — горы Косинская, Заставная, и восточной части — горы Ардов, Чепка, Шарок, Длинная, Керек, Золотистая, Малая, Хаеш, Виноградная, Пеликан, Варна. Для отдельных куполов характерны размеры до 1 км в диаметре, крутое залегание плоскостей флюидалности, наличие по периферии брекчированных липаритов и рвущие взаимоотношения со вмещающими породами. Отдельные купола сопровождаются короткими потоками расплавления.

По петрографическому составу описываемые породы очень близки, а отличаются главным образом по структурным особенностям. Наиболее распространены массивные, реже пористые (экструзия г. Чепка) плагиолипариты, часто с четко выраженной флюидалностью (Косинский массив) и хорошо раскристаллизо-

ванной основной массой. Значительно реже встречаются витрофировые липариты перлитового строения (г. Пеликан). Первые имеют порфиоровую, либо олигофировую структуру и преимущественно микрофельзитовую структуру основной массы. Афиоровые липариты имеют перлитовое строение основной массы.

Таблица 3. Минералогический состав липаритов экструзивных куполов Береговского холмогорья

Объект	Основная масса	Вкрапленники				
		P1	Q	R	Hу	Σ
1	95,24	4,55	—	0,21	—	4,76
	93,56÷	3,44÷	—	0,07÷	—	3,60÷
	96,40	6,05		0,39		6,44
2	93,82	5,94	—	0,14	0,10	6,18
	93,58÷	5,68÷	—	0,07÷	0,11÷	5,95÷
	94,05	6,24		0,27	0,20	6,42
3а	92,39	4,76	2,52	0,23	—	7,61
	91,58÷	4,32÷	1,19÷	0÷	—	6,70÷
	93,30	5,39	3,77	0,39		8,42
3б	91,91	5,96	2,06	0,06	—	8,09
	90,97÷	5,72÷	1,48÷	0÷		7,40÷
	92,60	6,35	2,68	0,20		9,03
4	99,95	0,05		—	—	0,05
5	92,84	—	—	—	—	7,06
	90,95÷	5,77÷	1,16÷	0,10÷	—	9,95
	94,91	7,55	2,30	0,42		

Примечание. 1—г. Хаеш; 2—г. Косинская; 3—г. Ардов, (поток (а) и постройка (б)); 4—г. Пеликан; 5—г. Чепка; P1—плагиоклаз, Q—кварц, R—рудный минерал, Hу—гиперстен.

Вкрапленники, содержание которых колеблется от 3,5 до 10% в раскристаллизованных разностях, представлены главным образом плагиоклазом и небольшим количеством кварца (табл. 3), а в липаритах Косинского массива—отдельными зернами гиперстена. Редкие вкрапленники витрофировых липаритов представлены только плагиоклазом. Во всех описываемых породах плагиоклаз образует таблитчатые, либо широко-таблитчатые зерна размером от 0,3 до 2—2,5 мм, соответствующие по составу зональному андезину № 35—43 с низкой степенью упорядоченности (0,2—0,3). Исключение составляют липариты Косинского массива, в плагиоклазах которых содержание анортитовой мо-

лекулы достигает 47—50%. Наиболее распространенными законами двойникования плагиоклазов описываемых пород являются альбитовый и карлсбадский; встречаются как полисинтетические двойники (обычно в крупных зернах), так и простые. Внутри зерен нередко встречаются неправильной формы включения слабо раскристаллизованного стекла основной массы. Кварц вкрапленников, характерный для раскристаллизованных плагиолипаритов, отсутствует, однако в липаритах массива Хаш и Косинского массива. Для него характерны изометричные, слегка оплавленные зерна размером до 0,6—0,7 мм, содержащие, как и плагиоклаз, включения нераскристаллизованной основной массы. Гиперстен липаритов Косинского массива встречается в виде единичных зерен призматического габитуса, как правило, сильно опациitizedированных или хлоритизированных. Судя по показателям преломления  $N_g = 1,730$  и  $N_p = 1720—1722$  (данные В. С. Соболева и Б. В. Мерлича [41, 58]), гиперстен содержит около 55% железистого компонента. В относительно крупных выделениях наблюдаются также неправильные или кубические зерна рудного минерала размером 0,2—0,4 мм, распространенного повсеместно в большем или меньшем количестве.

Основная масса пород — микрофельзитовая с разной степенью раскристаллизации бесцветного или светло-коричневого стекла, насыщенного микролитами полевого шпата, мелкими скоплениями кварца и рудной пыли. В витрофировых липаритах г. Пеликан раскристаллизованы только перлитовые овоиды, представляющие собой радиально-лучистые обособления полевых шпатов и кварца. В пустотах плагиолипаритов часто встречаются кристаллы тридимита, реже кристобалита. Из вторичных минералов постоянно присутствует хлорит.

Вулканические породы основного и среднего составов Чопской цепи погребенных вулканов. Вулканические породы цепи погребенных вулканов, сформировавшиеся в течение второй — четвертой фаз эрупции, представлены туфами и лавами андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов. Наиболее древними являются андезито-базальты и андезиты верхнего тортоня — нижнего сармата, вскрытые серией скважин в северо-западной части района. Более молодые (паннон-левантин) вулканические породы преимущественно распространены в центральной и юго-восточной части погребенной цепи. В районе с. Дрисино, гор Шаланка и Черная они вскрыты серией карьеров. Наиболее крупным вулканическим аппаратом, сохранившимся до наших дней, в этой зоне является г. Черная, сложенная туфами и лавами андезитов и андезито-базальтов, прорванных субвулканическими телами андезито-дацитов.

Несмотря на значительные различия в валовом химическом составе и возрасте, исследуемые образования имеют близкий видовой состав, содержание и количественные соотношения мине-

ралов-вкрапленников, что позволяет привести обобщенное описание.

Андезиты и андезито-базальты. Описание породы имеет четко выраженную порфирическую и гниалую (до пилотакситовой) структуру основной массы. В

**Таблица 4. Минералогический состав лав андезито-базальтов, андезитов и дацитов цепи погребенных вулканов**

Объект	Основная масса	Вкрапленники			
		Pl	Orx	Srx	R
6	72,10	17,97	4,71	3,34	1,88
	67,69—	15,90—	2,92—	1,09—	1,73—
	75,86	19,60	6,05	4,88	2,14
7	72,03	21,03	3,29	2,47	0,94
	66,11—	17,82—	2,94—	1,83—	0,25—
	76,44	25,19	3,57	3,15	2,02
8	82,89	15,10	0,76	0,71	0,57
	82,50—	14,80—	0,26—	0,40—	0,42—
	83,29	15,40	1,26	1,42	0,72
9	68,97	25,65	3,36	1,32	0,70
	65,63—	21,10—	2,45—	0,62—	0,48—
	70,97	30,30	4,94	1,92	0,80
10	62,30	30,30	2,97	3,89	0,62
	60,49—	28,70—	2,60—	3,33—	0,40—
	64,97	31,50	3,18	4,15	0,77
11	78,49	18,20	1,30	1,45	0,56
	72,65—	14,30—	0,13—	0,65—	0,13—
	84,66	21,40	1,96	2,93	1,21

Примечание. 6 — андезито-базальты (верхний тортон — нмат); 7 — андезиты (нижний сармат); 8 — дациты (паннон); 9 — базальты г. Шаланка (паннон — левантин); 10, 11 — соответственно андезито-базальты г. Черная (паннон); Pl — плагиоклаз, Orx — сен, Srx — клинопироксен, R — рудный минерал.

ники представлены ассоциацией плагиоклаза с моноклинным ромбическим пироксеном, количественные соотношения которыми могут изменяться в довольно широких пределах (табл. 4).

Плагиоклаз вкрапленников представлен таблитчатыми широко-таблитчатыми (реже удлиненными) лейстовидными размерами от 0,2—3, реже 0,4—0,6 мм, крупные заметно редки. Состав плагиоклаза изменчив и широко варьируется даже в пределах одного шлифа (табл. 5). Наиболь-

ны ядерные части крупных вкрапленников (70—81% анортитовой молекулы), при содержании 55—65% анортитовой молекулы в краевых зонах. Чаще других встречаются зональные зерна плагиоклаза, по составу соответствующие лабрадору № 56—60, с составом краевых частей, соответствующим № 50—57. Крупные зерна сильно трещиноваты, корродированы основной массой или содержат ее включения. Двойники обычно полисинтетические, неправильные, сдвойникованные по периклиновому, реже карлсбадскому законам; зональность их плавная, прямая. Характерна повсеместная серицитизация зерен.

**Таблица 5. Состав плагиоклазов и оптические характеристики темноцветных минералов-вкрапленников андезито-базальтов и андезитов в цепи погребенных вулканов**

Объект	Результаты замеров номеров плагиоклаза на столике Федорова			Ортопироксен, $2V$
6	52; 59; 67; 84			—53 (2); 62—63 (3)
7	Центр	Край	Мелкие вкрапленники	—58 (2); 62 (2)
	80	74	64	
	80	71	61	
8	60	41		—58 (1)
	61 (1)	48		
9	63; 67; 60; 73			—60 (5); 68 (2)
10	60; 68; 69; 72; 73			—63 (2); 66 (1); 69 (2)

**Примечание.** В скобках указано количество замеров. Нумерация объектов исследований соответствует приведенной в табл. 4.

Ромбический пироксен представлен гиперстеном с углом  $2V = -58-64^\circ$  (33—38% ферросилита [70]), и в количественном отношении он, как правило, несколько преобладает над моноклинным пироксеном. В андезито-базальтах гор Черная и Шаланка, наряду с описанными, наблюдаются зерна гиперстена с углом  $2V = -66-68^\circ$  (26—28% ферросиликата, табл. 5). Ни по каким другим признакам гиперстены с низким ( $-56-58^\circ$ ) и высоким ( $66-68^\circ$ ) углами оптических осей не различаются. Форма зерен гиперстена в большинстве случаев длиннопризматическая, размеры 0,5—0,9 мм. Со слабо хлоритизированным гиперстеном часто ассоциирует рудный минерал.

Моноклинный пироксен обычно образует короткопризматические зерна размером 0,7—0,8 мм и мономинеральные (либо

гломеропорфиновые в ассоциации с плагиоклазом) скопления. Часты зерна с простыми и даже полисинтетическими двойниками. По отношению к гиперстену он, несомненно, является более поздним минералом, соответствуя по времени кристаллизации, по-видимому, поздним генерациям плагиоклаза (№ 57—63). Для нижнесарматских андезитов и андезито-базальтов характерна сильная хлоритизация зерен и ассоциация с рудным минералом. Последний встречается повсеместно в сравнительно больших количествах в виде округлых или неправильной формы зерен размером до 0,3 мм.

Основная масса в зависимости от степени раскристаллизации содержит в большем или меньшем количестве стекло, микролиты плагиоклаза, мелкие зерна моноклинного пироксена и тонкораспыленного рудного минерала. В верхнеторнтонских — нижнесарматских андезитах и андезито-базальтах в основной массе повсеместно присутствуют вторичные минералы — хлорит, серицит, карбонат, реже эпидот и гидроокислы железа.

Дациты и андезито-дациты. Эти породы опробовались нами в скважинах, пробуренных на юге Чопской впадины вблизи границы с Венгрией, где они залегают среди паннонских отложений, а также в карьерах на юго-восточном склоне г. Черная. Последние, по данным Э. М. Титова, слагают субвулканические тела, имеют верхнелевантинский возраст и сопоставляются со среднегутинскими экструзивными куполами хребтов Великий Шоллес и Оаш. По видовому составу минералов-вкрапленников породы аналогичны рассмотренным выше андезитам и андезито-базальтам, исключение составляют только дациты скв. 66с и 67с, в составе вкрапленников которых присутствуют также единичные зерна биотита. Все описываемые образования обладают четко выраженным порфировым строением и гиалопилитовой, либо пилотакситовой структурой основной массы. Для дацитов паннонского возраста характерна также микрофельзитовая структура основной массы. Среди вкрапленников, размер которых колеблется от 0,2 до 22,5 мм, преобладают обычно наиболее крупные зерна плагиоклаза, в значительно меньших количествах (до 4%) присутствуют моноклинный и ромбический пироксен и рудный минерал (табл. 4).

Плагиоклаз по составу соответствует лабрадору № 56—65, образует широкие, реже удлинённые таблицы размером от 0,5 до 2,5 и даже 3 мм, собранные в гломеропорфиновые скопления. Последние особенно характерны для андезито-дацитов г. Черная. Двойники — полисинтетические и преимущественно грубые простые (андезито-дациты г. Черная). Крупные зерна, как правило, зональные, внешние их зоны узкие, свежие, по составу отвечают андезиту № 42—48, центральные части сильно корродированы и содержат большое количество включений слабо раскристаллизованной основной массы (табл. 5).

Ромбический пироксен представлен обычно короткими, реже удлинёнными кристаллами размером 0,2—0,5 мм, по составу соответствует гиперстену с углом  $2V=58-60^\circ$  (38% железистого компонента), часто содержит включения мелких изометричных зерен рудного минерала.

Моноклинный пироксен по составу соответствует авгиту, наблюдается чаще всего в сростках с плагиоклазом, либо в мономинеральных гломеропорфировых скоплениях. Размер зерен обычно не превышает 1—1,5 мм. В андезито-дацитах и дацитах, как и гиперстен, пироксен в значительной степени опацифицирован. Биотит редок, образует чешуйки и пластинки, обычно сильно опацифицированные, размером 0,2—1 мм. Характерен четкий плеохроизм от желтоватого по Ng до бурого по Np.

Характер ассоциаций, размеры и форма рудного минерала в целом аналогичны таковым в описанных выше андезито-базальтах.

Основная масса пород характеризуется субпараллельным расположением микролитов плагиоклаза, погруженных в слабо раскристаллизованное стекло. В небольшом количестве встречаются также мелкие (сотые доли миллиметра) зерна клинопироксена и рудного минерала. В хорошо раскристаллизованных разностях дацитов паннонского возраста наблюдаются также мелкие изометричные зерна кварца, которые совместно с полевым шпатом в скрещенных николях создают эффект точечной поляризации.

## **Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды (Выгорлат-Шоллеский и Оаш-Гутейский вулканические районы)**

Неовулканы Выгорлат-Гутинской гряды, согласно предлагаемому районированию орогенного вулканизма Карпат (рис. 1), принадлежат к Выгорлат-Шоллескому и Оаш-Гутейскому вулканическим районам. Первый из них охватывает внешнюю вулканическую дугу Центрально-Закарпатской области и включает массив Выгорлат в Словакии, вулканический хребет, расположенный в междуречьи Ужа и Боржавы, и хр. Великий Шоллес, слагающий меридиональный отрезок Выгорлат-Гутинской гряды. Пространственно и структурно рассматриваемые вулканические сооружения приурочены к Закарпатскому продольному и Хуст-Виноградскому поперечному глубинным разломам.

Активная вулканическая деятельность здесь проявилась в позднеорогенный этап и связана главным образом с четвертой и пятой фазами карпатского вулканизма. В раннеорогенную магматическую эпоху внедрились только весьма немногочисленные экструзивные купола гранатсодержащих липаритов и липарито-дацитов в западной части района, по периферии массивов Выгорлат и Попричный.

Оаш-Гутейский вулканический район находится в юго-восточной части Центрально-Закарпатской вулканической области. В состав его входят массивы Оаш, Циблеш, Вератек, Гутей и ряд массивов в окрестностях Бая-Маре. Структурно район приурочен к зоне сочленения Припаннонского и Виноградовского глубинных разломов, что обусловило специфику магматизма этого района — проявление четырех фаз активного вулканизма в ранне- и позднеорогенную эпохи. В части рассматриваемого региона, расположенной на территории Советского Союза, проявились только наиболее поздние — четвертая и пятая — вулканические фазы. С раннеорогенной эпохой связывается лишь внедрение гипабиссальных интрузий габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов.

Сходство истории и состава продуктов вулканизма Выгорлат-Шоллеского и Оаш-Гутейского районов в плиоцене позволяет в дальнейшем привести для них совместную характеристику минералогического и петрографического составов.

Важнейшими элементами Выгорлат-Гутинской гряды следует считать крупные вулканические постройки массивов Попричный, Анталовский и Маковица в западной ее части, Синяк, Борлиов Дил, Бужора — в центральной и хребтов Великий Шоллес и Оаш — в восточной, сложенные более чем на 90% лавами и туфами андезито-базальтов и андезитов. Как и для всей территории Карпатской вулканической субпровинции, для рассматриваемых районов характерно асинхронное извержение вулканических аппаратов на различных участках, а также общая тенденция омоложения возраста продуктов вулканизма восточных участков по отношению к западным.

Вулканические постройки Выгорлат-Гутинской гряды, возникшие на позднеорогенном этапе, сформированы породами трех вулканических комплексов. Наиболее широко распространены породы первого комплекса, которые на большей части территории слагают основание вулканогенного разреза и характеризуются наибольшей мощностью (300—700 м). Формирование этих пород связано с проявлениями четвертой фазы вулканизма. Они представлены преимущественно лавами и туфами андезито-базальтов и андезитов. Более кислые породы (андезито-дациты и дациты) известны только среди образований экструзивных фаций.

Вулканические породы второго и третьего комплексов, образовавшиеся в две стадии пятой вулканической фазы, распространены не повсеместно и, как правило, характеризуются меньшей мощностью. При этом породы второго комплекса преобладают в западной и центральной частях района, где они представлены в последовательности образованиями липарито-дацитами и дацитами экструзивных куполов, толщей туфов и лав андезито-базальтов и андезитов. В восточной части гряды на хребтах Великий Шоллес и Оаш породы второго комплекса представле-

ны только экструзиями липаритов и липарито-дацитов. Извержения пород третьего комплекса имели место в центральной и восточной частях гряды, где они образовали различной мощности лавовые покровы и потоки андезито-базальтов и базальтов. Развитие пород туфовых фаций среди этих образований весьма ограничено.

Нами в пределах Советской части Выгорлат-Гутинской гряды детально изучались породы эффузивных и экструзивных фаций, среди которых по составу, характеру и времени извержения выделяются следующие петрографические группы:

1) гранатсодержащие липарито-дациты и дациты экструзивных куполов (третья эруптивная фаза);

2) базальты, андезито-базальты и андезиты лавовых потоков первого вулканогенного комплекса (четвертая эруптивная фаза);

3) базальты, андезито-базальты и андезиты лавовых потоков второго и третьего вулканогенных комплексов (пятая эруптивная фаза);

4) андезито-дациты, дациты и липарито-дациты экструзивных куполов четвертой и пятой эруптивных фаз.

Гранатсодержащие липариты и липарито-дациты экструзивных куполов (третья вулканическая фаза). Описываемые породы образуют серию экструзивных куполов и лавовых тел в западной части Выгорлат-Шоллеского района. В пределах Советского Закарпатья они выходят на дневную поверхность только в Перечинском районе, где локализуются в зоне сочленения Выгорлат-Гутинской вулканической гряды с Флишевыми Карпатами.

По своему характеру купола несколько неоднородны — состав и структура слагающих их пород испытывают некоторые колебания. Однако общим для них всех (кроме положения в основании вулканогенного разреза) является кислый состав и постоянное присутствие буровато-красного граната.

Макроскопически породы этой группы характеризуются светло-серой (до темно-коричневой) окраской, массивной или мелкопористой флюидалной текстурой и афировой или олигофировой структурой. Редкие вкрапленники представлены мелкими (около 0,5—1 мм) бесцветными таблитчатыми зернами плагиоклаза и бурыми темно-красными, как правило, хорошо ограниченными кристаллами граната, величина которых иногда достигает 3—4 мм в поперечнике. Встречаются также единичные зерна кварца, биотита и в различной степени окисленного рудного минерала. Количественное описание минералов-вкрапленников пород приведено в табл. 6.

Под микроскопом устанавливается витрофирровая, либо микрофельзитовая структура основной массы в липаритах и липарито-дацитах и преимущественно гиалопилитовая и микролитовая в дацитах, в которой в значительном количестве содержатся

Таблица 6. Количественный минералогический состав вулканических пород

Массивы	Фаза	Комп-лекс	Объект исследо-ваний	Основная масса	Вкраплен			ники							
					Σ	Pl	Orх	Срх	Ol	Garn	Bi	R	Q	Crb	
Попричный, Ангаловский	V	II	12	69,52	30,48	20,29	6,87	3,32	—	—	—	—	—	—	—
			13	63,54	35,64	34,46	0,14	0,17	—	—	—	—	—	—	—
			14	76,26	23,74	18,63	4,10	1,00	—	—	—	—	—	—	—
			15	71,49	28,51	26,50	1,60	0,19	—	—	—	0,22	—	—	—
			16	64,77	35,23	33,77	0,45	0,38	—	—	—	—	—	—	—
			17	64,70	35,30	33,54	0,80	0,74	—	—	—	—	—	—	—
			18	68,98	31,02	28,56	0,60	—	—	—	—	0,77	—	—	1,00
			19	63,09	39,91	24,45	1,98	1,41	—	—	7,58	—	—	—	—
			20	61,95	38,05	29,09	3,92	2,28	—	—	0,21	0,90	1,70	—	—
			IV	I	21	53,45	46,55	37,08	6,88	2,58	—	—	—	—	—
	22	50,91			49,09	39,40	6,67	3,01	—	—	—	—	—	—	
	23	51,18			48,82	39,52	5,53	3,66	—	—	—	—	—	—	
	24	50,12			49,88	39,55	6,23	4,11	—	—	—	—	—	—	
	25	75,88			24,12	17,48	5,02	1,95	—	—	—	—	—	—	
	26	65,83			34,17	33,44	0,54	0,04	—	—	—	—	—	—	
	27	65,08			34,92	34,04	0,32	0,58	—	—	—	—	—	—	
	28	79,76			20,22	15,26	4,11	0,85	—	—	—	—	—	—	
	29	60,03			39,97	28,13	8,09	3,41	—	—	—	0,33	—	—	
	30	72,8			27,2	22,1	3,5	1,0	—	—	—	—	—	—	
	III		31	95,8	4,2	4,2	—	—	—	—	—	—	—		
			32	98,5	1,5	0,7	—	—	—	—	—	—	—		
			33	95,4	4,6	4,6	—	—	—	0,8	—	—	—		
	Сняк, Борлиов Дил	III	34	58,78	31,22	28,90	—	1,38	—	—	0,94	—	—		
			35	67,97	32,03	23,14	4,29	3,88	—	—	—	—	—		
			36	65,34	34,66	25,87	5,23	3,14	—	—	0,42	—	—		
			37	65,36	34,64	26,50	5,01	2,63	—	—	0,48	—	—		
			II	38	66,37	33,33	23,31	4,04	5,91	—	—	—	—	—	
				39	76,88	23,12	17,22	3,28	2,41	—	—	0,09	—	—	
				40	88,12	11,88	10,97	0,82	—	—	—	0,11	—	—	
		IV	I	41	83,45	11,55	9,82	0,81	—	—	—	0,67	—	—	
42				63,63	36,37	27,62	4,65	3,77	—	—	0,33	—	—		
43				63,97	36,03	28,13	4,17	3,48	—	—	0,24	—	—		
44				75,66	24,34	20,55	2,37	0,38	—	—	1,00	—	—		
45				72,79	27,21	22,37	2,96	1,15	—	—	0,72	—	—		
46				75,18	24,82	16,84	3,12	4,68	—	—	0,22	—	—		
Бужора	V	III II	47	68,67	31,43	27,39	0,58	2,02	0,88	—	0,46	—	—		
			48	61,93	38,07	27,80	3,93	5,85	—	—	0,29	—	—		
			49	71,26	28,74	18,56	—	6,74	—	—	—	—	—		

массивов Попричный, Сняк, Борлиов Дил, г. Бужора, об. %

Примечание. В таблице приведены средние результаты подсчетов по 4—5 шлифам. Используются такие обозначения: Pl — плагиоклаз; Орх — ортопироксен; Срх — клинопироксен; Ол — оливин; Grn — гранат; R — рудный минерал; Q — кварц; Crv — кристобалит.

Объекты исследований: 12 — андезито-базальт, вершина г. Маковица; 13 — то же, вершина г. Анталовская Поляна; 14 — то же, юго-восточный склон г. Анталовская Поляна; 15 — то же, руч. Сырой поток; 16 — то же, г. Ужгород, 17 — то же, карьер с. Радванка; 18 — дацит, с. Среднее, южный склон г. Острая; 19 — андезито-дацит, г. Путка (северная окраина с. Холмец); 20 — то же, г. Токарня, 21 — андезито-базальт, поток по правому берегу руч. Солотвинский; 22 — то же, прижерловая фация; 23 — то же, поток по левому берегу руч. Солотвинский; 24 — то же, экструзия; 25 — андезито-базальт, экструзия, карьер у с. Невицкое; 26 — андезит, поток, с. Оноковцы; 27 — то же, лавы вулканической постройки, карьер с. Оноковцы; 28 — андезито-базальт, поток, северо-западный склон г. Анталовская Поляна; 29 — то же, карьер с. Каменица; 30 — то же, левый берег р. Уж, напротив карьера с. Каменица; 31 — липарито-дацит, г. Высокая; 32 — то же, г. Бубен; 33 — то же, верховье руч. Поташня; 34 — базальт, вершина г. Плишка; 35 — андезито-базальт г. Обавский Камень; 36 — то же, верховья р. Обава; 37 — то же, г. Обавский Камень; 38 — то же, южный склон г. Дунаука; 39 — то же, руч. Млынский; 40 — дацит, г. Бердо; 41 — андезито-базальт, В 3 км юго-восточнее г. Свалыва; 42 — то же, северная окраина с. Грабовница; 43 — то же, левый берег р. Латорица в районе санатория «Карпаты»; 44 — то же, западный склон г. Буза; 45 — то же, правый борт р. Матекова в районе санатория «Синяк»; 46 — то же, правый борт р. Ламованья в ее среднем течении; 47 — то же, вершина г. Бужора; 48 — базальт, верховья р. Синянка; 49 — то же, среднее течение р. Синянка.

микролиты плагиоклаза длиной до 0,1 мм, а в хорошо раскристаллизованных разностях — кварц, хлоритизированный биотит и рудный минерал.

Плагиоклаз вкрапленников образует таблитчатой формы зерна размером от 0,1 до 1 мм. Как правило, сохраняет свежий облик, однако местами несколько корродирован мезостазисом основной массы. Состав плагиоклаза колеблется от андезина №37—48 (чаще всего № 42—46) в липарито-дацитах экструзивных куполов гор Бубен и Высокая до лабрадора №№ 52—67 (чаще №№ 57—60) в дацитах экструзии на руч. Поташня. Редкие вкрапленники кварца оплавлены. Характерны изометричной формы зерна размером до 0,6—0,7 мм, содержащие участки нераскристаллизованной основной массы. Гранат в шлифах встречается исключительно редко. Зерна его всегда хорошо огранены и не несут никаких следов разрушения, коррозии или оплавления. По данным В. С. Соболева [58, 59], состав его соответствует альмандину с повышенным содержанием кальция (до 20%). Биотит встречается в виде единичных пластинок, как правило, он сильно опацифицирован. Пироксен (в породах дацитового состава) представлен единичными зернами гиперстена призматической формы, нередко опацифицированными. Иногда образует скопления из трех зерен. Тридимит во вкрапленниках встречен только в одном шлифе, где образует характерные копьевидные двойники и розетки. Рудный минерал наиболее распространен в дацитах в виде квадратной и изометричной формы выделений размером до 0,4—0,5 мм.

Основная масса несколько отличается для пород различного состава. В составе основной массы липарито-дацитов установлены стекло и мелкие игольчатые микролиты плагиоклаза, к которым в дацитах добавляется биотит и тонкораспыленный рудный минерал.

Базальты, андезиты-базальты и андезиты лавовых потоков первого вулканогенного комплекса (четвертая эруптивная фаза). Базальты, андезиты-базальты и андезиты первого вулканогенного комплекса слагают лавовые потоки крупных вулканических построек полигенного типа и многочисленных моногенных вулканов. К таковым относятся весьма протяженные, мощные (от нескольких до 70—100 м) лавовые потоки вулканов Попричный и Анталовский, обнажающиеся в долине р. Уж, потоки вулканов Синяк и Борлиов Дил по рекам Латорица и Матекова, а также серия маломощных (1—5 м) лавовых потоков, переслаивающихся с туфами близкого состава по р. Быстрая, ручьям Сельский, Вар, Нирос на хр. Великий Шоллес и ручьям Холт и Млынский на хр. Оаш. У моногенных вулканов, вскрытых руч. Солотвинский и карьерами у сел Невицкое и Оноковцы, как правило, сохранились остатки разрушенных построек лавовых и реже шлаковых конусов и их потоков. Для них характерно широкое развитие агломератовых лав, купольных брекчий у центров эрупций, малая протяженность потоков и относительно повышенная насыщенность минералами вкрапленников.

По петрографическому составу среди пород описываемой группы выделяются оливиновые базальты, дупироксеновые, гиперстеновые и лейкократовые андезиты-базальты и андезиты, различающиеся главным образом количественным соотношением минералов-вкрапленников (табл. 7—9).

Наиболее распространенной разновидностью являются дупироксеновые андезиты-базальты, резко преобладающие среди продуктов вулканизма четвертой вулканической фазы. Для них характерно примерно равное содержание во вкрапленниках ромбического и моноклинного пироксена. Менее распространены гиперстеновые андезиты-базальты и андезиты. Основным темновым минералом вкрапленников в них является гиперстен, при очень низком содержании моноклинного пироксена. Они слагают отдельные лавовые потоки вулканических массивов Синяк и Борлиов Дил. Относительно редко среди пород первого комплекса встречаются лейкократовые андезиты и андезиты-базальты, практически не содержащие во вкрапленниках фемических минералов (менее 1%). Это лавы небольшого моногенного вулкана у с. Оноковцы, а также потоки верхней части разреза первого комплекса и хр. Великий Шоллес. В основании вулканогенных разрезов на хребтах Великий Шоллес и Оаш встречаются и оливиновые базальты.

Таблица 7. Количественный минералогический состав вулканических пород массивов Великий Шоллес и Оаш, об. %

Район	Фаза	Ком-плекс	Объект исследований	Основная масса	Вкрапленники						
					Σ	Pl	Orx	Srx	Ol	R	
хр. Великий Шоллес	V	III	50	73,33	26,67	25,23	1,03	0,07	—	0,33	
			II	51	99,56	0,44	0,44	—	—	—	—
				52	99,01	0,99	0,59	0,2	—	—	0,2
	53	99,82		1,18	1,02	0,16	—	—	—		
	IV	I	54	79,63	20,37	20,10	—	—	—	0,26	
			55	79,36	20,61	20,42	—	0,12	—	0,10	
			56	77,87	22,13	18,81	2,37	—	—	1,09	
			57	75,87	24,13	21,68	0,88	0,66	—	0,91	
			58	73,34	26,66	24,89	0,70	0,29	—	0,78	
			59	96,30	3,70	3,03	0,34	—	—	0,32	
			60	66,34	33,66	25,29	3,20	3,80	—	1,37	
			61	63,00	37,00	29,29	4,23	2,18	—	1,29	
			62	66,39	33,61	25,62	4,40	2,46	—	1,12	
			63	66,65	33,35	26,20	3,17	2,65	—	1,33	
			64	64,64	38,36	29,50	2,83	1,50	—	1,52	
			65	61,68	38,14	28,87	5,17	3,14	—	1,00	
			66	61,11	38,89	29,81	4,93	2,82	—	1,12	
	хр. Оаш	V	III	67	66,38	33,62	23,23	5,88	3,99	—	1,12
				II	68	99,58	0,42	0,40	0,02	—	—
69		99,61	0,39		0,39	—	—	—	0,4		
70		99,08	0,92		0,51	—	—	—	0,42		
71		99,03	0,97		0,60	—	—	—	0,37		
IV		I	72	65,20	34,80	25,97	5,06	2,87	—	0,90	
			73	66,39	33,61	25,00	5,32	2,45	—	0,83	
			74	64,51	33,49	24,24	6,42	2,69	—	1,14	
			75	63,99	36,01	32,60	—	1,02	2,32	0,07	
			76	66,66	33,34	30,78	—	0,45	1,71	0,39	
	77		62,75	37,25	31,50	2,90	2,25	—	0,59		

Примечание. В таблице введены такие обозначения: Pl — плагиоклаз, Орх — ортопироксен, Сrx — клинопироксен, Ol — оливин, R — рудный минерал.

Объекты исследований: 50 — андезито-базальт, вершина г. Толстая; 51 — липарито-дацит, Малораковецкий массив по руч. Сельский; 52—53—то же, Кешелевский массив по руч. Вар (соответственно экструзия и поток); 54 — андезито-базальт, руч. Ниروش; 55 — то же, руч. Вар; 56 — андезито-дацит, г. Порубище; 57 — андезит, руч. Сельский; 58 — андезито-дацит, руч. Вар; 59 — андезит, карьер с. Рокосово; 60 — андезито-базальт, г. Висельная, гор. Хуст; 61 — андезит, г. Юрица; 62 — андезито-базальт, верховье р. Быстрая; 63 — то же, по среднему течению р. Быстрая; 64 — то же, первый правый приток

р. Быстрая; 65 — то же, с. Имстичево, левый берег р. Быстрая; 66 — то же карьер на северо-восточной окраине с. Великий Раковец; 67 — андезит, с. Крива; 68 — липарит, западная окраина с. Крива; 69 — то же, с. Королево; 70 — дацит, г. Саргеть, левобережье р. Тиссы; 71 — липарито-дацит, г. Саргеть; 72 — андезито-дацит, правый приток руч. Батар; 73 — то же, верховье руч. Батар; 74 — то же, восточная окраина с. Черна по руч. Батар; 75 — оливниковый базальт, верховья руч. Холт; 76 — то же восточнее с. Хижа по руч. Холт; 77 — андезито-базальт, первый правый приток руч. Холт.

Для всех разновидностей пород первого комплекса характерна четко выраженная порфировая, реже сериально-порфировая структура, резко преобладание (более 20%) во вкрапленниках основного плагиоклаза. Структура основной массы в зависимости от степени раскристаллизации изменяется от гиалопилитовой и пилотакситовой (для большинства исследуемых пород) до толентовой, микролитовой, субинтерсертальной.

Основными минералами-вкрапленниками являются плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен, количественные соотношения между которыми изменяются в значительных пределах в зависимости от состава породы. В оливниковых базальтах вместо гиперстена во вкрапленниках, как правило, присутствует сильно замещенный оливин. Намечается слабая тенденция к увеличению количества моноклинного пироксена при снижении основности и количества плагиоклаза. Следует отметить относительную выдержанность состава и облика минералов-вкрапленников при весьма значительных вариациях их соотношения и количества. Размер вкрапленников изменяется в широких пределах (от 0,5 до 2,3 мм). Наиболее крупные вкрапленники среди изученных пород образуют отдельные лавовые потоки, вскрытые руч. Быстрый на хр. Великий Шоллес (до 8—10 мм).

Крупные вкрапленники плагиоклаза сильно трещиноваты и несут следы давлености, нередко также осколки кристаллов. Трещины в кристаллах плагиоклаза часто выполнены в различной степени раскристаллизованным мезостазисом. Поэтому наряду со стеклом в крупных кристаллах можно встретить включения зерен клинопироксена и микролитов основной массы. Преобладающими законами двойникования здесь являются альбитовый, карлсбадский и альбит-карлсбадский. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора № 51—55 до битовнита № 70—75 (табл. 8, 9), однако наиболее распространен плагиоклаз, содержащий 60—70% анортитовой молекулы. Крупные зерна всегда обладают четко выраженной прямой, редко ритмичной зональностью. Содержание анортитовой компоненты в центральных частях зерен колеблется от 62 до 78%. Плагиоклаз большей основности (№ 80—89) сравнительно редок и характерен для андезито-базальтов некоторых потоков, обнажающихся в долинах рек Уж, Ламованья и руч. Быстрый, а также для оливниковых базальтов хр. Оаш. В большинстве случаев это сильно корродированные более поздним плагиоклазом ядерные части крупных вкрапленников. Вкрапленники меньших размеров, как и кра-

Таблица 8. Состав плагиоклаза и оптические константы темноцветных минера Бордиов Дил, г. Бужора

Мас-сив	Фаза	Комп-лекс	Объект исследования	Плагиоклаз (номер)		
				40—60	60—70	70—80
Попричный, Анталовский	V	II	12	—	65—67 (3)	73 (1)
			13	—	68 (2)	70 (2), 75 (1)
			14	—	—	78—79 (4)
			15	—	65 (1), 69 (1)	71, 73 (3)
			16	59 (1)	60—62 (2)	70 (1), 72 (1)
			17	—	64 (2), 68 (1)	—
			18	—	67 (1), 69 (1)	72 (2)
			19	58 (1)	63 (5), 65 (2), 69 (1)	—
			20	55 (1)	63 (1), 65—66 (3)	—
						60—62 (4)
	IV	I	21	58 (2)	64 (1), 68 (1)	—
			22	—	60 (1), 63 (1)	—
					65 (2)	—
			23	57 (1)	65—67 (4)	—
			24	57 (2)	60—64 (7), 67—68 (3)	—
			25	—	65—68 (5)	78 (1)
			26	—	63 (4), 65—67 (4)	70 (1), 73 (1)
			27	57 (2)	64 (3), 68 (3)	—
			28	—	61 (1), 66—69 (5)	76—80 (3)
			29	—	64 (1), 68—69 (3)	74 (2), 76, 78
30	—	60—64 (3)	70 (1), 75 (1)			
III		31	48 (3), 49 (2)	—	—	
		32	40, 46, 50 (3)	—	—	
		33	50 (1), 56—57 (3)	60 (2), 65—67 (2)	—	
V	III	34	—	68 (2)	72 (1), 75 (1)	
			52, 57—58 (2)	—	—	
		35	55, 58—59 (4)	68—69 (3)	71 (1)	
		36	55—56 (3)	60—62 (3)	70 (4)	
	37	59 (1)	60—62 (2), 65 (2)	76 (3)		
	II		38	—	63 (1), 68—69 (6)	70, 79 (1)
			39	—	63, 68 (2)	—
40			50, 54 (1)	61—63 (2)	78 (1)	
			64 (1), 69 (1)	—		
IV	I	41	—	65—60 (5)	—	
		42	—	66, 68—69 (2)	70 (1)	
		43	—	66 (1), 68 (2)	70 (1)	
		44	57 (1)	66—68 (4)	75 (2)	
		45	—	63 (5), 66—68 (3)	—	
		46	—	—	74 (1), 77 (1)	

лов вулканических пород массивов Попричный, Анталовский, Синяк,

	Клинопироксен			Ортопироксен, 2V	
	80—95	2 V	cNg	—55—65°	—65—75°
Попричный, Анталовский	82—85 (4)	—	—	—58—59° (4) —65 (2)	—
	—	—	—	—	—68°
	80 (2)	51° (1)	36° (1)	—60° (1)	—68—69° (3)
	—	—	—	—	—66°
	—	—	—	—	—70°, —71°
	82 (2)	58° (1)	35° (1)	—61°, —62°	—69°
	80 (2)	—	—	—58°, —60° (4)	—
	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—58—62° (4)
	—	—	—	—	—
Попричный, Анталовский	—	36—40° (12)	40° (2)	—62—63° (4)	—67—70° (4)
	—	34° (1)	41° (3)	—61° (1)	—66—68° (1)
	—	38° (1)	—	—62° (1), —64° (1)	—70° (1)
	—	35° (1)	43° (1)	—62°, 63° (2)	—66—68° (3)
	80, 83 (2)	34°, 36° (2)	44° (1)	—62°—63° (3)	65—69° (5)
	—	31° (2)	38° (1)	62—65° (5)	66—71° (7)
	—	—	—	—64—65° (3)	—
	—	—	—	—66° (1), —64 (1)	—
	—	42° (1)	—	—58—62° (8)	—
	82 (1), 86 (1)	40° (1)	36—38°	—58—60° (7)	—
88 (2)	35° (1)	41—42° (3)	—58—64° (6)	—	
Попричный, Анталовский	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—
	80 (2), 82 (2)	53° (1)	44° (1)	—	—
	82 (1), 87 (1)	53° (2)	43° (1), 44° (2)	—58° (2), —60° (1)	—
	80 (1)	52° (1)	—	—60°	—
	81 (2), 85 (1)	51° (2), 54° (1)	44° (3)	—58° (3), —60°, —62° (2)	—
	—	50° (2), 52° (1)	44° (2)	—59° (3), —60, —62° (3)	—
	80—81 (8)	52—53° (5)	41°, 42°	—60—62° (10)	—
	80 (2)	53—54° (4)	41°, —42°	—60—62° (4)	—
	80 (2)	—	—	—58° (2), —63° (1)	—
80 (1)	52—53° (2)	41°	—60° (3)	—	
Попричный, Анталовский	—	—	—	—60—62° (4)	—
	—	40—50° (3)	43—44°	—58—60° (5)	—
	—	53—55° (4)	41°, 43°	—59—62° (4)	—
	—	51° (4)	41—42° (3)	—58° (1), —62, —64° (3)	—
	—	—	44° (1)	—	—
	—	50° (2)	40° (2), 43° (2)	—60—61° (4)	—
	—	—	44°	—62—64 (3)	—
	83 (2), 87 (4)	33—35° (3)	—	—60—61° (4)	—68—70°

Мас-сив	Фаза	Комп-лекс	Объект исследования	Плагноклаз (номер)		
				40—60	60—70	70—80
Бужора	V	III	47	—	60 (1)	—
			48	59 (1)	—	79 (2)
			49	—	66 (1)	—

Примечание. В каждой клетке таблицы для плагноклаза приведены дается количество замеров; то же для оптических характеристик пироксенов.

Таблица 9. Состав плагноклаза и оптические константы темноцветных

Район	Вулканическая		Объект исследований	Плагноклаз (номер)		
	фаза	ком-лекс		40—60	60—70	
хр. Великий Шоллес	V	III	50	53 (1), 57 (1)	68 (2)	
			51	45—49 (3)	64 (2)	
		II	52	46—47 (2)	62 (2)	
			53	49—50 (2)	65 (2)	
	IV	I	54	—	63 (1), 65—67 (6)	
			55	—	60 (1), 65—67 (3)	
			56	45—49 (6) 50—52 (3)	—	
			57	50—52 (4)	60—62 (2)	
			58	—	60—61 (3) 64 (1), 67 (2)	
			59	57 (1)	61 (1)	
			60	—	65 (1)	
			61	48—49 (2) 56—57 (2)	61 (1)	
			62	54 (2)	—	
			63	53 (1), 56 (1)	60 (1), 64 (1)	
			64	—	68 (2)	
			65	52—58 (7)	—	
	66	53 (1), 57 (1), 59 (2)	67 (1)			
	хр. Оаш	V	III	67	59 (2)	65 (9), 66 (2)
				68	46 (1), 50 (1)	62 (1)
			II	69	45 (1), 48 (1), 53 (1)	60 (2), 68 (1)
70				46 (2), 50 (1)	61 (2), 69 (1)	
71				49 (1), 59 (1)	63 (1), 68 (1)	
IV		I	72	52 (1)	—	
			73	52 (1), 60 (1)	65 (1), 68 (2)	
			74	53—54 (3), 58 (1)	—	
			75	—	68 (1)	
			76	58 (2), 45—55 (4)	60 (2), 65 (1), 68 (1)	
			77	—	62 (1), 67 (1)	

Примечание. Нумерация объектов и условные обозначения соответ-

80—95	Клинопироксен		Ортопироксен, 2V	
	2V	cNg	—55—65°	—65—75°
84, 88, 93	40° (1), 54° (1)	43° (1)	—	—
86(1), 90(2)	53° (3)	41° (1)	—60°, —62°, —64° (1)	—
80, 85, 88	52° (1)	41° (1), 43°	—60° (1)	—

результаты замеров по указанным интервалам номеров, рядом в скобках Нумерация объектов исследований соответствует табл. 6.

минералов вулканических пород массивов Великий Шоллес и Оаш

70—80	80—95	Клинопироксен		Ортопироксен
		2V	cNg	2V
77—79 (2)	—	+54° (2)	42° (2)	—65° (2)
—	—	—	—	—58 —62° (3)
—	—	—	—	—58 —60° (2)
—	—	—	—	—58 —61° (4)
72 (1), 76 (1)	—	—	—	—
71 (1), 77 (1)	81 (1)	—	—	—
—	—	—	—	—60° (2)
—	—	—	—	—60° (1)
—	—	—	—	—60° (2)
—	—	—	—	—61° (1)
76 (1)	—	+54° (1)	41° (1)	—60° (1)
—	—	+53° (1)	42° (1)	—58° —60° (4)
76 (1), 79 (1)	81 (1)	+53° (2)	42° (2)	—58 —60° (5)
—	82 (1)	+53° (2)	42° (3)	—57 —60° (8)
71 (1), 76 (1)	83 (1)	+51° (1)	43° (1)	—58 —60° (5), —63° (1)
—	—	+52° (2)	42° (2)	—58 —60° (5), —62° (2)
—	—	+52° (2)	43° (2)	—58° (5), —60° (3), —62° (2)
71 (2), 75 (1)	—	+54° (2)	44° (2)	—60—62° (3), —65° (1)
—	—	—	—	—70° (2), —72° (2)
—	—	—	—	—58° (1)
—	—	—	—	—58° (1)
—	—	—	—	—58° (1), —60° (1)
—	—	—	—	—59° (1)
72 (1)	83 (2)	+53° (1)	42° (2)	—60—62° (2)
—	—	+54° (2)	44° (2)	—60—62° (2)
—	—	+54° (1)	40° (1)	59° (2)
79 (1)	84 (2)	—	40° (1)	—
—	82 (1), 87 (2)	+50° (2)	43° (2)	—
77 (1)	82 (1), 88 (1), 96 (2)	+51—52° (3)	42° (1)	—52° (1), —64° (1), —68° (2)

ствуют приведенным в табл. 7.

евые части крупных зональных кристаллов, имеют, как правило, более кислый состав. В микровкрапленниках основность плагиоклаза снижается до 52—56% (лавы ручьев Солотвинский и Быстрый), а в краевых зонах — иногда даже до 46—49% (руч. Быстрый) анортитовой молекулы. Широкие колебания основности плагиоклаза, по-видимому, обуславливается длительным периодом его кристаллизации из расплава в непрерывно меняющейся термодинамической обстановке.

Среди темноцветных минералов-вкрапленников андезитобазальтов и андезитов преобладают ортопироксен, образующий столбчатые призматические зерна длиной около 0,2 мм. Плеохроизм его, как правило, слабо заметен. Судя по замерам угла оптических осей ( $2V = -58-64^\circ$ ), состав его отвечает бронзит-гиперстену с содержанием 32—38% железистого компонента (диаграмма Трегера). Изменение угла оптических осей гиперстена может быть обусловлено ошибкой измерения (пределы  $1-2^\circ$ ) и частой давленностью его зерен. Наряду с этим, встречаются зерна гиперстена с явно выраженным зональным строением, в которых угол оптических осей увеличивается во внешних зонах. В некоторых лавовых потоках (ручьи Солотвинский и Ламованья) наряду с гиперстеном с углом  $2V = -58-62^\circ$  в довольно значительных количествах присутствует гиперстен с углом  $2V = 68-70^\circ$  (25—28% FeO), что в совокупности с повышенной основностью плагиоклаза (табл. 9) отличает эти породы от остальных образований первого комплекса. Крупные зерна гиперстена нередко содержат включения стекла, мелких лейст плагиоклаза и зерен рудного минерала.

Нередко наблюдаются пойкилитовые прорастания зерен плагиоклаза и ромбического пироксена, а также образования венцовых оторочек мелких кристаллов клинопироксена вокруг вкрапленников гиперстена. Подобные образования вряд ли можно рассматривать как результат замещения ромбического пироксена моноклинным. Вероятнее всего, что происходило прорастание кристаллов гиперстена моноклинным пироксеном на поздних стадиях кристаллизации породы, когда образование гиперстена было уже невозможно и зерна его служили центрами кристаллизации для мелких зерен моноклинного пироксена. В любом случае факт образования каемок моноклинного пироксена вокруг ромбического, а также наличие ростков гиперстена во вкрапленниках моноклинного пироксена может свидетельствовать о более позднем выделении последнего. В то же время характер взаимоотношения кристаллов плагиоклаза и гиперстена (взаимное прорастание, наличие включений гиперстена в плагиоклазе и наоборот) позволяет предполагать близкую или практически одновременную кристаллизацию первых генераций плагиоклаза и гиперстена при относительно более ранней кристаллизации плагиоклаза.

Оливин встречен только в оливиновых базальтах хр. Оаш, обнажающихся по руч. Холт (табл. 8). Обычно зерна его практически полностью замещены вторичными минералами (иддингситом, карбонатом, гидроокислами железа и др.). Размеры реликтов зерен оливина обычно не превышают 0,8—1 мм. Диагностируется он хорошо по характерной ромбической или округлой форме сечений его зерен и присутствию среди вторичных продуктов иддингсита. Оптические константы оливина в связи с плохой сохранностью его зерен определить не удастся.

Моноклинный пироксен вкрапленников представлен чаще всего гломеропорфиrowыми скоплениями толстопризматических (часто изометричных) зерен размером от 0,6 до 1,5 мм. Нередко в скоплениях наряду с моноклинным пироксеном присутствуют плагиоклаз и гиперстен. Судя по углу оптических осей ( $2V=35-42^\circ$ ) и  $cNg$   $37-42^\circ$ , по составу он отвечает авгиту. По данным В. С. Соболева [58], содержание железистого компонента в моноклинных пироксенах андезито-базальтов в среднем составляет 38—40%, что несколько выше, чем у гиперстена. Последнее В. С. Соболев объясняет более поздней кристаллизацией моноклинного пироксена.

Характер и состав основной массы меняется в зависимости от степени ее раскристаллизации, что находит свое отражение в количестве зерен моноклинного пироксена, размерах и форме микролитов плагиоклаза. Поэтому степень насыщенности основной массы зернами клинопироксена в большинстве случаев не является показателем основности породы. Состав микролитов плагиоклаза основной массы, замеренный по симметричному угасанию в зоне  $\perp$  [010], колеблется для пород разных обнажений от № 42 до № 65. Размер микролитов плагиоклаза и зерен пироксена основной массы колеблется от 0,01 до 0,07 мм. Кроме плагиоклаза и клинопироксена, в основной массе присутствуют в различной степени раскристаллизованное бурое стекло и тонкораспыленный рудный минерал.

Из вторичных минералов в описываемых породах в незначительных количествах часто наблюдается и карбонат, развивающийся преимущественно по основной массе.

Рудный минерал распространен не повсеместно. Большая часть его рассеяна среди минералов основной массы, с раскристаллизацией которой связано его появление. Более крупные кристаллы (0,1—0,3 мм) встречаются редко. Ассоциирует он с темноцветными минералами и близок к ним по времени кристаллизации. Количество и размер такого типа рудного минерала увеличивается в лавах центральной и особенно восточной части района (табл. 6, 7).

В заключение отметим, что форма, характер взаимоотношений, а зачастую и состав, и размеры вкрапленников близки для всех образований Выгорлат-Гутинской гряды вне зависимости от их состава и положения в разрезе. Существенно меняется

только количественное соотношение между вкрапленниками и основной массой. Поэтому в дальнейшем при описании минералов-вкрапленников мы будем приводить лишь их характерные отличительные черты.

Базальты, андезитобазальты и андезиты лавовых потоков второго и третьего вулканогенных комплексов (пятая эруптивная фаза). По петрографическому составу среди описываемых пород выделяются оливиновые базальты и андезитобазальты, двупироксеновые, гиперстеновые и лейкократовые андезитобазальты и андезиты. Как и для пород четвертой фазы, преобладающей петрографической разностью здесь являются двупироксеновые андезитобазальты и андезиты, хотя в каждом конкретном вулканическом массиве доля других петрографических разновидностей может быть весьма существенной (более 50%). Так, для западного участка Советской части Выгорлат-Гутинской гряды (массивы Попричный, Анталовский) характерно широкое развитие среди пород второго комплекса лейкократовых андезитобазальтов и андезитов. Изверженные породы ранней и поздней стадии пятой вулканической фазы (второго и третьего комплексов) в центральном участке района (массивы Синяк, Борлиов Дил) и на хр. Оаш представлены двупироксеновыми андезитобазальтами, и лишь наиболее молодые образования г. Плишка по составу соответствуют оливинсодержащим базальтам. На массиве г. Бужора в 500-метровом разрезе лав и туфов (пятая эруптивная фаза) преобладают оливиновые и двупироксеновые базальты и андезитобазальты при резко подчиненной роли более кислых пород. И, наконец, среди лав третьего комплекса хр. Великий Шоллес широким развитием пользуются гиперстеновые андезитобазальты.

Все описываемые породы при близком составе минералов-вкрапленников отличаются главным образом их количественным соотношением, что и определило отнесение их к той или иной петрографической разности. Ниже мы остановимся лишь на наиболее характерных особенностях рассматриваемых эффузивных пород.

Структура пород всегда порфировая, либо сериально-порфировая, для основной массы — чаще всего гиалопилитовая, редко микролитовая и субинтерсертальная (оливиновые базальты массива г. Бужора).

Наиболее распространенным минералом-вкрапленником является плагиоклаз (25—30% объема породы). Содержание остальных минералов (моноклинного и ромбического пироксенов и оливина) колеблется в зависимости от петрографической разновидности породы, однако редко превышает 5% (табл. 6, 7).

Плагиоклаз вкрапленников образует таблитчатые зерна, часто деформированные, оплавленные и резорбированные стеклом основной массы. Размер вкрапленников колеблется от 0,5 до

1,5 мм, достигая в лейкократовых андезито-базальтах 2—3 мм. Состав плагиоклаза даже в пределах одного шлифа изменяется от № 52 до № 90 (табл. 9, 10). Крупные зерна обычно зональны. Состав ядерных частей их часто соответствует основному лабрадору — битовниту (№ 65—85). В краевых зонах и в микро-вкрапленниках основность уменьшается до 52—60% содержания анортитовой молекулы. В целом в породах описываемой группы наиболее распространен лабрадор (№ 60—70), лишь для базальтов массива Бужора характерен плагиоклаз повышенной основности (№ 70—80).

Ромбический пироксен является вторым по распространенности минералом-вкрапленником и присутствует во всех описываемых породах, за исключением некоторых разновидностей оливковых базальтов. Как правило, он образует довольно идиоморфные кристаллы свежего облика размером 0,2—1 мм. В отдельных шлифах можно наблюдать четко выраженное зональное строение его зерен. Внутренние части таких зерен обычно имеют угол  $2V = -58-62^\circ$  при  $2V = -68-70^\circ$  в краевых зонах, что согласно диаграмме Трегера [70], соответствует изменению содержания FeO от 33—35% во внутренних частях до 23—28% в краевых. Среди незональных кристаллов наиболее распространен гиперстен с  $2V = -58-62^\circ$ . И только среди лав западного участка (массивы Попричный, Анталовский) наряду с упомянутым встречается гиперстен с углом оптических осей, равным  $-68-70^\circ$ . В этих лавах, как и в гиперстенных андезито-базальтах хр. Великий Шоллес, можно наблюдать обрастание (типа венцовой оторочки) гиперстена мелкими зернами моноклинного пироксена.

Моноклинный пироксен (третий по распространенности минерал-вкрапленник), как и плагиоклаз, в больших или меньших количествах присутствует во всех описываемых породах, образуя ксеноморфные удлиненные или изометричные зерна, их скопления и сростки с плагиоклазом и гиперстеном. Размер зерен и оптические характеристики их колеблются в значительных пределах (табл. 6—9). В целом по составу моноклинный пироксен соответствует авгиту и титанавгиту с содержанием (по данным В. С. Соболева) 25—35 мол.% железистого компонента. Для моноклинных пироксенов лав массивов Синяк и Бужора характерно образование полисинтетических двойников и присутствие включений плагиоклаза и гиперстена.

Оливин встречается в небольших количествах в базальтах и андезито-базальтах массива Бужора. Свежие зерна его исключительно редки, чаще они в большей или меньшей степени замещены агрегатом карбоната и хлорита. Размер зерен, как правило, менее 0,5 мм, а форма обычно круглая, реже слегка удлиненная. По данным В. С. Соболева [58] и А. Ф. Гончарука [19], оливин содержит 12—22% молекулы фаялита.

Степень раскристаллизации основной массы различна даже в пределах одной толщи, поэтому соотношение стекла и кристаллических образований, а также структура ее значительно изменяется: от гиалопилитовой до микролитовой и интерсертальной.

В составе основной массы в большинстве изученных пород присутствуют стекло (40—80%) и микролиты плагиоклаза (до 30—60%), в меньших количествах — микрокристаллы моноклинного пироксена (до 30% в базальтах), рудные минерал и пыль. Стекло обычно черное либо темно-бурое, непрозрачное. По составу микролиты основной массы соответствуют андезин-лабрадору (№ 45—60), основность их растет от лейкократовых андезито-базальтов к оливиновым базальтам.

Андезито-дациты, дациты и липарито-даци-

Таблица 10. Химический состав вулканических пород Берегово-Беганьского

Район	Выборки	Окислы,					
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Берегово-Беганьское холмогорье	1	72,62	0,23	13,85	2,63	0,27	—
	2	71,45	0,23	14,39	2,18	0,72	—
	3	72,23	0,24	14,03	2,14	0,45	0,02
	4	73,60	0,18	13,49	1,70	0,54	—
	5	73,10	0,18	12,15	0,90	0,92	0,02
	6	74,21	0,15	13,94	0,53	0,45	—
	7	71,68	0,26	14,12	1,83	0,89	0,04
	8	72,97	0,20	13,99	1,24	0,92	0,07
	9	72,90	0,48	14,18	1,65	0,31	0,13
Чопская цепь погребенных вулканов	10	59,93	0,63	16,55	1,59	3,83	0,03
	11	59,16	0,77	16,73	2,32	4,58	0,04
	12	55,04	0,84	16,91	2,72	5,52	0,05
	13	66,37	0,47	14,57	4,07	0,63	0,02
	14	56,55	0,78	18,22	2,81	4,85	0,12
	15	53,85	0,84	18,49	3,45	5,53	0,16
16	60,00	0,60	18,63	4,34	1,97	0,12	
17	53,91	0,97	17,38	2,67	5,93	0,19	
18	65,90	0,48	15,42	3,16	1,53	0,09	
19	55,79	0,72	17,76	2,99	4,06	0,15	

Примечание. Берегово-Беганьское холмогорье, потоки липаритовых купола г. Пеликан; 6 — перлиты купола г. Чепка (1—6 — анализы авторов); 7 — средний состав бескарцевых плагиолипаритов куполов Берегово-Беганьского холмогорья, по Б. В. Мерличу ([41], табл. 7, с. 46), по 24 анализам; 8 — состав по Р. О. Дели.

Чопская цепь погребенных вулканов: 10—12 тортон — нижнесарматские андезито-базальты, скв. 128с); 13 — паннонские дациты, скв. 66с, 67с; 14—16 — г. Шаланка, 15 — андезито-базальт г. Черная; 16 — андезит г. Черная (10 — образований, среднее из 25 анализов [41], табл. 14, с. 64); 18 — средний состав ([41], табл. 18, с. 71); 19 — средний состав паннон-левантинских вулканических

ты экстрозивных куполов четвертой и пятой эруптивных фаз. Описываемые породы слагают относительно немногочисленные, но нередко довольно крупные экстрозивные купола (до 2 км по диаметру основания) или их группы. Внедрение большей части их характерно для всех вулканических массивов в конце четвертой и в раннюю стадию пятой вулканических фаз, что подтверждается прорыванием ими лав первого и перекрытием их лавами второго и третьего вулканогенных комплексов. Даже на массиве Бужора, сложенном преимущественно основными породами, нами обнаружены небольшие тела липарито-дацитов.

Состав экстрозивных тел (табл. 10) значительно кислее пород эффузивных фаций и колеблется от андезитов до липари-

хологорья и Чопской цепи погребенных вулканов

вес. %							
MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	п.п.п.	Σ
0,30	1,40	2,66	3,36	0,06	1,15	1,42	99,25
0,71	2,63	3,64	2,94	0,08	0,67	0,53	100,20
0,40	2,38	3,68	3,12	0,09	0,74	0,43	99,95
0,30	2,24	3,78	3,40	0,08	0,40	0,49	100,00
0,44	1,24	2,58	4,07	0,02	0,34	3,64	99,60
0,10	1,40	3,22	3,46	0,40	0,62	1,11	99,59
0,27	2,12	3,63	2,90	0,02	0,53	1,71	100,00
0,43	1,26	3,42	4,15	0,06	1,29	—	100,00
0,40	1,13	3,54	3,94	0,01	1,33	—	100,00
1,81	5,61	3,10	2,20	0,21	0,31	3,74	99,60
2,82	6,17	2,88	2,06	0,20	0,15	2,34	100,22
4,23	7,29	2,22	1,74	0,19	0,24	3,08	100,07
0,91	3,36	3,40	2,48	0,15	1,08	2,02	99,53
3,30	7,45	2,70	1,54	0,36	0,46	1,02	100,16
4,62	8,03	2,72	1,26	0,27	0,70	0,40	100,36
2,00	5,55	3,34	2,00	0,23	0,95	0,76	100,50
3,02	7,88	2,73	1,27	0,04	0,73	3,28	100,08
1,04	3,79	3,14	2,40	0,05	1,10	1,90	100,00
3,35	7,61	2,98	1,64	0,15	0,43	1,37	100,00

куполов: 1 — г. Хаеш; 2 — г. Косинская; 3 — то же; 4 — г. Ардов; 5 — перлиты 7 — средний состав бескарцевых плагиолипаритов куполов Берегово-Беганьского холмогорья, по Б. В. Мерличу ([41], табл. 7, с. 46), по 24 анализам; 8 — состав по Р. О. Дели.

Чопская цепь погребенных вулканов: 10—11 — андезиты, скв. 50с, 52с, 3т; 12 — андезито-базальты и андезиты (10—11 — андезиты, скв. 50с, 52с, 3т; 12 — анпаннон-левантинские андезито-базальт — андезиты (14 — андезито-базальт 16 — анализы авторов); 17 — средний состав нижнесарматских вулканических дацитов паннонского возраста по Б. В. Мерличу, среднее из 15 анализов образований; среднее из 11 анализов ([41], табл. 2, с. 76).

тов и липарито-дацитов. Нами среди образований этой группы изучались андезиты-дациты гор Путка, Токарня, дациты г. Острая с. Середне в пределах вулканических массивов Попричный, Анталовский, гиалоандезиты экструзий по руч. Млынскый и дациты г. Бердо в центральной части гряды (Синяк и Борлиов Дил), андезиты-дациты по ручьям Порубище, Вар, Нирос, липарито-дациты Кошелевского и Малораковецкого массивов на хр. Великий Шоллес, андезиты-дациты экструзий по ручьям Батар, Майдан, дациты, липарито-дациты и липариты куполов в районе гор Саргеть, Веряца, с. Королево и с. Крива на хр. Оаш.

По петрографическому и количественно-минералогическому составу минералов-вкрапленников среди рассматриваемых пород довольно четко обособляются андезиты и андезиты-дациты, обладающие четко выраженным порфировым строением, большим содержанием вкрапленников, близким к породам эффузивных фаций содержанием орто- и клинопироксена (табл. 6, 7). В андезиты-дацитах г. Токарня кроме перечисленных минералов в незначительных количествах присутствуют кварц и биотит. Структура основной массы изменяется от гиалопилитовой (г. Путка) в гиалоандезитах до пилотакситовой и микрофельзитовой (г. Токарня) в андезиты-дацитах.

Плагноклаз вкрапленников по внешним признакам (характеру зональности и двойникования, форме и идиоморфизму) близок к таковому из андезито-базальтов эффузивной фации. По составу он соответствует лабрадору № 60—69 (табл. 8, 9). В краевых зонах основность нередко снижается до андезин — лабрадора (№ 45—50), а в ядерных частях некоторых зерен повышается до битовнита (№ 80). Весьма характерной является сильная корродированность центральных частей вкрапленников стеклом основной массы.

Ромбический пироксен соответствует широко распространенному в эффузивах гряды гиперстену с углом оптических осей  $2V = -58-62^\circ$  (32—35% железистого компонента). Моноклинный пироксен менее распространен и образует редкие короткопризматические зерна, судя по оптическим характеристикам ( $2V = -53-54^\circ$ ,  $cNg = 40-46^\circ$ ) близкие по составу к авгиту описанных выше лав (табл. 8, 9). Орто- и клинопироксен вкрапленников андезито-дацитов г. Путка нередко в значительной степени опацифицирован.

Биотит и кварц весьма редки, первый образует мелкие 0,1—0,2 чешуйки, второй — ксеноморфные, сильно трещиноватые зерна таких же размеров. Рудный минерал распространен повсеместно и обычно ассоциирует с зернами гиперстена.

Основную массу представляет в значительной степени раскристаллизованное стекло, в котором выделяются отдельные более крупные микролиты плагноклаза, иногда мелкие зерна авгита и рудная пыль.

В отличие от андезитов и андезито-дацитов липарито-дациты и дациты обладают преимущественно афировой, реже слабо выраженной порфировой структурой, пестрой окраской, нередко флюидальной, реже массивной текстурой. Структура основной массы изменяется от витрофировой и витрофельзитовой в липарито-дацитах хребтов Великий Шоллес и Оаш до микрофельзитовой в дацитах с. Среднего и г. Бердо. Вкрапленники сравнительно редки, содержание их изменяется от 12—16% в дацитах и липарито-дацитах с. Среднего и г. Бердо до 1—2% в липарито-дацитах хр. Великий Шоллес (табл. 6, 7). Среди наиболее кислых пород встречаются полностью афировые стекловатые разности.

Большая часть вкрапленников плагиоклаза этих пород представлена таблитчатыми (в дацитах), реже лейстовидными зернами лабрадора (№ 50—69). Основность центральных частей вкрапленников иногда повышается до № 80 (дациты г. Бердо, с. Средне), а в краевых частях опускается до №№ 45—46. Двойники обычно простые, реже полисинтетические, сдвойникованные по альбитовому или карлсбадскому закону.

Гиперстен встречается сравнительно редко и сходен по составу ( $2V = -52-62^\circ$ ) с таковым для описанных лав и экструзий, нередко замещается хлоритом. Моноклинный пироксен для описываемых пород является нехарактерным.

В основной массе присутствует серое или буроватое стекло, в различной степени насыщенное микролитами плагиоклаза и рудной пылью, в котором в отдельных случаях наблюдаются центры избирательной раскristаллизации из субмикроскопических зерен полевого шпата и кварца. Характерна сильная коррозия стеклом основной массы минералов-вкрапленников. В пустотах можно наблюдать отдельные кристаллы (до 2 мм) или скопления тримита.

При общем анализе петрографических особенностей новейших эффузивных и экструзивных пород Выгорлат-Гутинской гряды можно отметить следующие характерные черты:

резкое преобладание двупироксеновых андезито-базальтов при подчиненной роли лейкократовых, гиперстенных, а также оливиновых разностей;

тождественность состава и количественных соотношений минералов-вкрапленников;

некоторую дифференцированность состава пород в пространстве, выражающаяся в общем повышении основности пород по гряде с запада на юго-восток, где появляются оливиновые базальты и андезито-базальты.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДВулканические породы Береговского холмогорья  
и Чопской цепи погребенных вулканов

В пределах Чопской цепи погребенных вулканов наблюдается развитие контрастных вулканических серий (андезитовых и липаритовых): андезито-базальты, двупироксеновые андезиты, туфолавы (тортон-нижнесарматского возраста), дациты, андезито-дациты и их пирокласты (паннон), базальты, андезито-базальты, двупироксеновые и пироксеновые андезиты и их туфы (паннон-левантинского возраста).

Петрохимически миоценовые вулканические породы рассматриваемого района относятся к известково-щелочному сильному тихоокеанскому типу (табл. 10, 11). Серийный индекс Риттмана для обеих серий андезито-базальт — андезитового состава и дацитов колеблется соответственно в пределах 1,30—1,68 и 1,22—1,69.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 4) фигуративные точки андезито-базальтов и андезитов тортон-нижнесарматского и паннон-левантинского возрастов расположены на плоскости ASB вытянутой по «*b*» полосой между вариационными линиями Пеле и Лассен-Пик. Значительное рассеяние фигуративных точек на плоскости CSB свидетельствует о невыдержанности колебаний аортитовой извести. Ареал фигуративных точек дацитов и андезито-дацитов паннона «доразвивает» поле андезитобазальт — андезитов в сторону увеличения кислотности и щелочности. При этом породы андезитобазальт — андезитового состава принадлежат в основном к нормальному ряду, а среди пород дацитового состава преобладают разности, пересыщенные глиноземом. На плоскости CSB ареал фигуративных точек дацитовых образований располагается в пространстве между вариационными линиями Йеллоустон-Парк, т. е. убывание аортитовой компоненты «*c*» в этих породах в среднем происходит более интенсивно, чем возрастание щелочности (по «*a*») по сравнению с естественными сериями вулканических пород А. Н. Заварицкого.

Плагиолипариты куполов Береговского холмогорья (средний сармат — нижний паннон) также представляют по химизму известково-щелочной сильный тихоокеанский тип. На петрохимической диаграмме (рис. 4) вектора этих пород располагаются в

Таблица 11. Петрохимические характеристики вулканических пород Берегового холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов

Параметры	Береговое холмогорье					Чопская цепь погребенных вулканов					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$Fe_2O_3+FeO$	2,90	2,75	2,54	1,82	0,98	6,17	8,24	4,70	7,66	9,01	6,28
$(Fe_2O_3+FeO)/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$	0,91	0,83	0,89	0,81	0,91	0,73	0,66	0,84	0,70	0,66	0,76
$k.o. = Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$	0,91	0,79	0,67	0,49	0,54	0,32	0,33	0,87	0,37	0,38	0,69
$MgO/FeO$	1,11	0,95	0,56	0,48	0,22	0,55	0,77	1,45	0,68	0,83	1,01
$100 TiO_2/(Fe_2O_3+FeO)$	7,94	8,74	7,10	9,90	15,3	11,3	10,2	10,0	10,2	9,3	9,6
$alk = Na_2O+K_2O$	6,02	6,69	7,18	6,75	6,68	5,12	3,96	5,88	4,24	4,06	5,34
$ag = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	0,44	0,47	0,53	0,56	0,48	0,37	0,49	0,32	0,23	0,22	0,29
$alkal = Na_2O+K_2O+Al_2O_3$	19,9	20,9	20,7	18,9	20,6	21,8	20,9	20,4	22,5	22,5	24,0
$\sigma = (Na_2O+K_2O)^2/(SiO_2-43)$	1,22	1,55	1,69	1,51	1,43	1,58	1,30	1,48	1,33	1,45	1,68
$si = 100 \cdot MgO/(Fe_2O_3+FeO+MgO+Na_2O+K_2O)$	3,30	5,50	3,00	4,90	1,30	17,00	25,7	7,90	21,7	26,2	14,7
$f = \left[ \left( \frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg) \right]$	25,87	23,9	25,3	26,7	26,7	13,8	8,6	20,3	9,7	6,6	14,2
$Al_2O_3/SiO_2$	0,19	0,20	0,18	0,17	0,19	0,28	0,31	0,22	0,32	0,34	0,31
$Al_2O_3/MgO$	46,2	25,8	45,0	27,6	139	7,25	4,00	16,05	6,50	4,00	9,31
$K_2O/Na_2O$	1,26	0,83	0,90	1,58	1,07	0,71	0,78	0,73	0,57	0,46	0,60
$CI = \Sigma(A_{II} + Di' + Fo')$	7,29	13,1	10,84	7,13	4,60	31,4	41,1	17,9	39,9	44,2	29,9
$DI = \Sigma(Q + Or + Ab)$	85,62	76,7	86,4	88,8	89,7	56,6	42,4	75,1	45,4	38,7	59,3

Примечание. Берегово-Беганское холмогорье, потоки липаритовых куполов: 1 — г. Хаеш; 2 — г. Косинская; 3 — г. Ардов; перлиты куполов: 4 — г. Пеликан; 5 — г. Чепка.

Чопская цепь погребенных вулканов: 6—7 — торгон-нижнесарматские андезито-базальты и андезиты; 8 — дациты, паннон; 9—11 паннон — левантинские андезито-базальт — андезиты (9—10 — андезито-базальты гор. Шаланка и Черная); 11 — андезиты г. Черная.

верхней ее части в виде изометричного роя, что свидетельствует об отсутствии дифференцированных разностей и стабильности состава. Пространственно и по особенностям химизма (пересы-

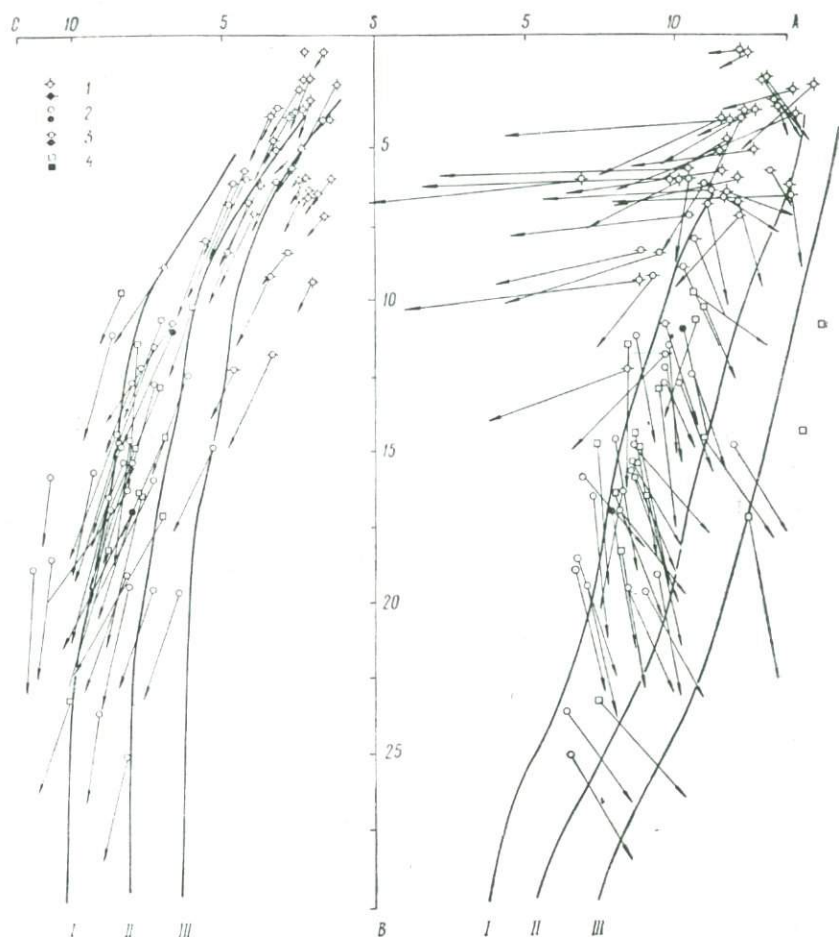


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для вулканических пород Береговского холмогорья и цепи погребенных вулканов:

*I* — Береговское холмогорье, липариты и липарито-дациты экструзивных куполов; Чопская цепь погребенных вулканов; 2 — тортон-нижнесарматские андезиты, 3 — паннонские андезито-дациты и дациты; 4 — паннонские андезито-базальты и базальты (светлыми значками показаны данные Б. В. Мерлича [69], табл. 4, 7, 18, 19, залитыми — данные авторов). Естественные серии вулканических ассоциаций мира (по А. Н. Заварицкому): *I* — тил Пеле, *II* — Лассен-Пик, *III* — Йеллоустон-Парк.

ценность глиноземом, что фиксируется левым наклоном векторов и появлением нормативного корунда, табл. 12) плагиолипариты куполов Береговского холмогорья тяготеют к паннонским кислым производным эффузивного комплекса.

Таблица 12. Нормативный минералогический состав вулканических пород Береговского холмогорья (I) и Чопской цепи погребенных вулканов (II)

Минерал	I						II							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Ap	0,14	0,19	0,21	0,19	0,05	0,97	0,52	0,47	0,47	0,38	0,85	0,64	0,54	
Il	0,46	0,44	0,46	0,34	0,36	0,28	1,25	1,50	1,65	0,93	1,50	1,61	1,16	
Mt	0,23	1,17	0,86	1,24	1,36	0,78	2,41	3,44	4,07	0,74	4,13	5,03	4,86	
Pl	Or	20,38	17,55	18,67	20,26	25,17	20,91	13,59	12,47	10,63	15,18	9,22	7,50	11,93
	Ab	23,09	31,12	31,46	32,22	22,83	27,82	27,48	28,95	29,73	29,77	23,17	23,17	28,58
	An	6,75	12,82	11,37	9,91	6,32	4,42	25,91	27,22	32,05	16,22	33,47	34,76	26,37
Di	Wo	—	—	—	0,32	—	—	0,74	1,16	1,68	—	0,68	1,50	—
	En	—	—	—	0,28	—	—	0,35	0,63	0,99	—	0,39	0,92	—
	Fs	—	—	—	—	—	—	0,38	0,47	0,60	—	0,26	0,50	—
Hy	En	0,77	1,79	1,00	0,47	1,15	0,25	4,38	6,55	9,89	2,34	7,92	10,71	5,03
	Fs	—	—	—	—	0,70	0,15	4,63	4,91	6,00	—	5,30	5,80	—
Q	—	42,15	32,8	33,89	33,9	40,78	40,94	18,42	16,18	12,35	30,13	13,02	8,03	18,90
	C	3,52	0,57	0,50	—	1,35	3,39	—	—	—	0,60	—	—	1,44
	Hm	2,53	1,05	1,63	0,87	—	—	—	—	—	3,71	—	—	1,12
Σ	100,02	100,04	100,05	100,0	100,07	99,91	100,06	99,95	99,84	100,00	99,91	100,17	99,93	

Примечание. Берегово-Беганьское холмогорье, потоки липаритовых куполов: 1—г. Хаеш, 2—г. Косинская; 3—то же; 4—г. Ардов; 5—перлиты купола г. Пеликан; 6—перлиты купола г. Чепка.

Чопская цепь погребенных вулканов: 7—8—андезиты; 9—андезито-базальты, тортон—нижний сармат; 10—дациты, паннон; 11—андезито-базальты г. Шаланка; 12—андезито-базальты г. Черная; 13—андезиты г. Черная, паннон—левантин.

Видовой состав вкрапленников в исследуемых породах соответствует нормативному (табл. 3, 4 и 12). При нормативном минеральном парагенезисе плагиоклаз — гиперстен — кварц — корунд в липаритах экструзивных куполов во вкрапленниках наблюдаются плагиоклазы, гиперстен, кварц. При нормативной ассоциации плагиоклаз — двупироксен — кварц для андезитобазальтов и плагиоклаз — ортопироксен — кварц для андезитов

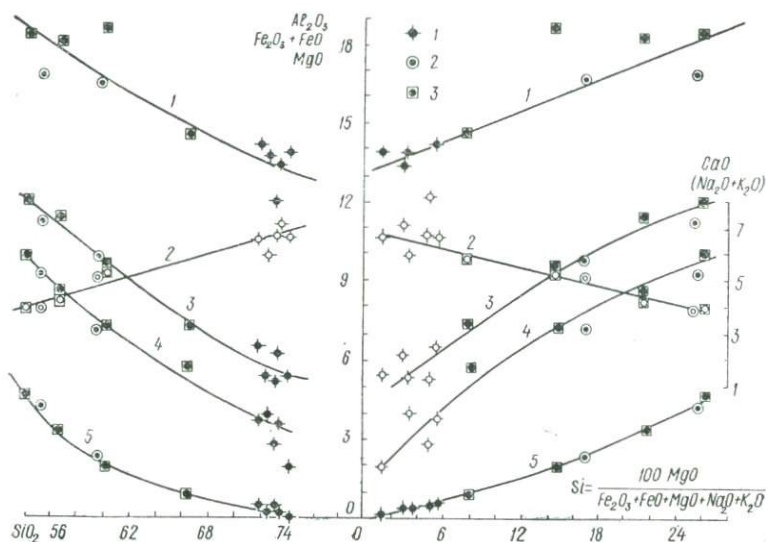


Рис. 5. Характер изменения содержаний основных породообразующих окислов в ряду возрастания кислотности (по  $\text{SiO}_2$ ) и степени фракционирования (по  $si$  Куно) вулканических пород:

1 — Береговское холмогорье, липариты и липарито-дациты экструзивных куполов; цепь погребенных вулканов: 2 — тортон-нижнесарматские андезито-базальты, андезиты, 3 — паннон-levantинские андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты.

Вариационные кривые: 1 —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 2 —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; 3 —  $\text{CaO}$ ; 4 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; 5 —  $\text{MgO}$ .

и дацитов Чопской цепи погребенных вулканов во вкрапленниках этих пород имеем те же минералы. Соотношение модальных и нормативных количеств плагиоклаза и пироксенов для тортон-нижнесарматских и паннон-levantинских эффузивов сохраняется близким. Последнее является свидетельством равновесности расплавов, сформировавших исследуемые породы (нет вкрапленников-реликтов, фиксирующих промежуточные стадии формирования очагов).

Липариты и перлиты экструзивных куполов Береговского холмогорья по общему химическому составу достаточно однородны и отличаются от липарита Р. О. Дели [72] и среднего состава липарита СССР [72] несколько повышенным содержанием окисного железа, извести и

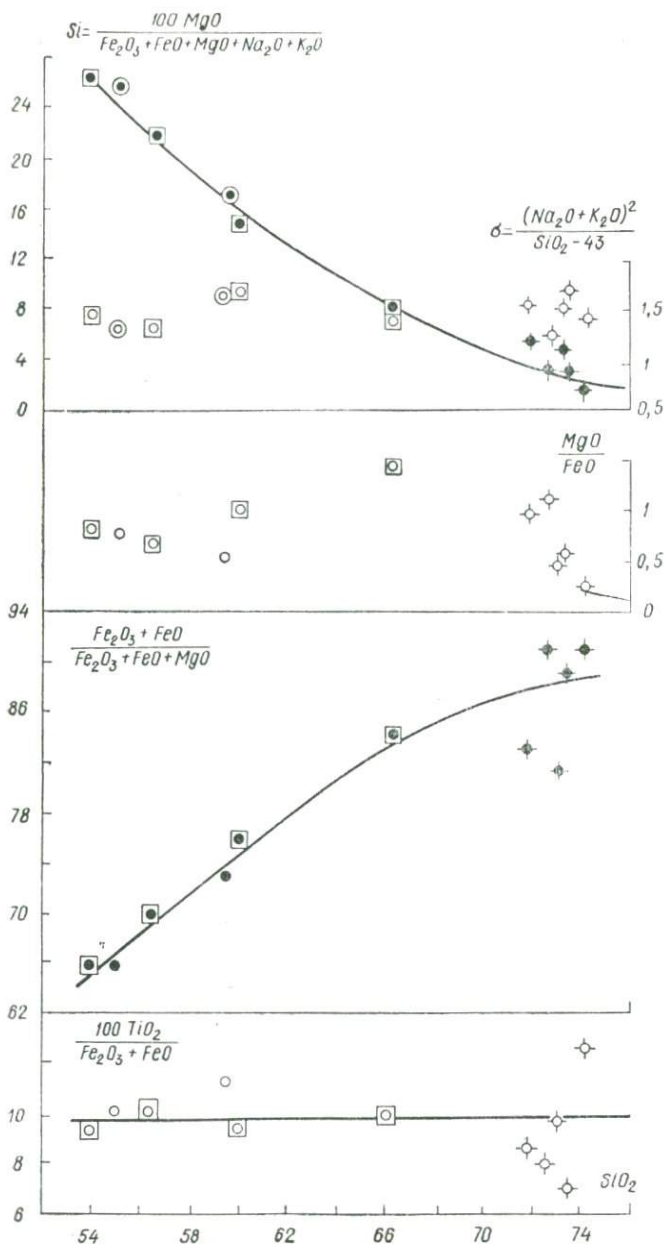


Рис. 6. Изменение индекса кристаллизации Куно ( $si$ ), сериального индекса Ритмана ( $\sigma$ ), магнезиальности  $\text{MgO}/\text{FeO}$  железистости  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  и титанистости  $100 \cdot \text{TiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  при возрастании кислотности вулканических пород Берегового холмогорья и цепи погребенных вулканов.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 4.

Таблица 13. Распределение элементов-примесей в вулканических породах Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов

Группа	Компонент	Параметр	Береговское холмогорье						Чопская цепь погребенных вулканов						II	III	
			1	2	3	4	5	6	1	7	8	9	10	11			12
F	Ti	$\bar{x}$ v	18,5 20	23,3 31	13,4 47	11,5 24	7,7 36	13,7 9	23	58,8 19	57,4 11	31,2 17	69,5 16	66,6 18	47,4 16	80	42
	Cr	$\bar{x}$ v	9,1 33	13,4 34	12,6 14	12,3 20	17,3 23	11,3 15	25	23,8 13	24,6 10	16,7 10	24,4 24	29,4 26	19,1 14	50	56
	Ni	$\bar{x}$ v	—	—	—	—	—	—	8	4,8 24	6,0 10	—	5,2 11	6,3 20	3,8 8	55	18
	Co	$\bar{x}$ v	—	—	—	—	—	—	5	12,7 12	15,9 11	—	13,9 9	12,3 14	—	10	24
	Mn	$\bar{x}$ v	17,8 43	52,6 61	26,4 42	13,0 52	29,1 19	6,9 38	60	118 23	118 23	82 48	85,4 36	129 17	92 15	120	120
	V	$\bar{x}$ v	7,4 24	15,4 30	6,7 35	5,1 43	—	5,6 27	40	160 37	222 8	80 11	166 15	186 21	91 41	110	175
R	Sn	$\bar{x}$ v	3,0 16	4,0 33	4,6 23	3,7 15	3,2 9	3,1 23	3	1,8 29	1,8 21	1,4 13	1,8 41	2,1 16	1,6 13	—	0,8
	Mo	$\bar{x}$ v	3,3 10	3,0 17	2,8 16	2,6 14	3,0 8	2,5 14	1	2,7 13	3,0 9	2,2 6	3,1 9	2,6 6	2,4 5	0,9	1,1
	Zr	$\bar{x}$ v	37,3 18	36,8 14	30,6 20	30,3 22	20,4 4	34 13	20	13 10	12,5 7	13,6 10	15,4 10	15,3 6	15,4 20	26	11
	Y	$\bar{x}$ v	1,7 12	1,8 15	1,6 19	1,5 15	1,6 42	2,0 51	3,4	2,4 11	2,2 15	1,7 16	2,4 20	2,4 7	3,6 64	—	—
	U	$\bar{x}$	2,65	2,15	2,20	3,04	2,68	2,75	3,5	0,35	—	1,85	0,45	1,85	3,10	18	0,69
	Be	$\bar{x}$ v	2,1 51	1,6 7	1,7 9	1,6 6	2,2 4	1,6 10	3,5	2,4 6	—	1,7 16	2,3 11	2,3 7	2,2 7	—	—
C	Cu	$\bar{x}$ v	—	5,4 24	5,1 20	4,1 5	—	4,1 6	2	4,6 14	5,0 11	4,4 16	4,4 12	—	—	3,5	5,4
	Pb	$\bar{x}$ v	14,3 20	16,1 22	21,6 41	18,7 19	18,1 12	13,6 12	20	12,2 24	6,5 37	9,6 20	11,4 15	13,4 24	17,5 29	15	6,7
	Zn	$\bar{x}$ v	5,2 8	8,3 11	6,6 40	—	—	—	6	8,0 36	7,7 13	4,0 9	8,0 15	6,6 13	5,1 10	7,2	—
	Ga	$\bar{x}$ v	1,4 7	1,5 13	1,5 10	—	1,35 9	1,4 10	2	1,3 10	1,4 9	1,0 9	1,4 11	1,4 7	1,2 7	2	1,6

Группа	Компонент	Параметр	Береговое холмогорье						I	Чопская цепь погребенных вулканов						II	III
			1	2	3	4	5	6		7	8	9	10	11	12		
A	K	$\bar{x}$	2,79	2,32	2,92	2,88	3,30	2,87	3,34	1,54	1,06	1,96	1,33	1,16	1,89	2,3	1,33
	Na	$\bar{x}$	2,29	2,61	2,74	2,52	1,92	2,56	2,77	2,20	1,69	2,38	2,09	2,14	2,61	3,0	2,73
	Li	$\bar{x}$	11,73	15,9	13,2	8,44	4,64	18,5	40	6,54	7,42	15,17	8,91	10,5	16	20	10
	Rb	$\bar{x}$	118	107	131	136	143	129	200	84	72,8	95,2	64,3	51	90	100	31
	Cs	$\bar{x}$	4,64	3,58	3,83	6,22	6,54	3,83	5	3,54	16,6	3,58	3,00	1,0	2	—	1,3

Примечание. Берегово-Беганское холмогорье, потоки липаритовых литы купола г. Пеликан; 6 — перлиты купола г. Чепка. Чопская цепь погребен мат); 9 — дациты (паннон); 10 — андезито-базальты г. Шаланка; 11 — андезитовые содержания химических элементов [12] для кислых пород; II — то же известково-щелочном андезите С. Р. Тейлора [66]. Концентрации химических элементов Co, V, Sn, Mo, U, Be, Pb, Li, Rb, Cs) · 10<sup>-4</sup>; v — коэффициент вариации, %.

пониженным — магнезии, окиси калия и титана. Наиболее близки к среднему составу Р. О. Дели липариты г. Косино. Перлиты куполов гор Пеликан и Чепка отличаются от липаритов гор Хаеш, Ардов, Косино меньшей окисленностью железа, в связи с чем отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO в них меньше 1, а для липаритов оно больше 1 (табл. 11).

Из табл. 11 видно, что липариты и перлиты экструзивных куполов близки по таким петрохимическим характеристикам, как железистость  $((Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 0,81 \div 0,91)$ , коэффициент агпаитности  $(ag = Na_2O + K_2O / Al_2O_3 = 0,44 \div 0,56)$ , сумма Стейнера  $(alkal = 19,87 \div 20,90)$ , соотношение  $Al_2O_3 / SiO_2 = 0,17 \div 0,20$  (что свидетельствует о близком составе плагиоклаза), содержание свободной кремнекислоты. Перлиты отличаются от липаритов меньшим содержанием суммарного железа, они относительно менее магнезиальны  $(MgO / FeO = 0,22 \div 0,48$  при  $0,60 \div 1,11$  для липаритов) и более титанисты  $(TiO_2 / Fe_2O_3 + FeO = 10 \div 15,3$  при  $7,1 \div 8,7$  для липаритов) (рис. 5, 6).

Ряд четких закономерностей выявляется и при исследовании поведения элементов-примесей, которые для удобства рассмотрения сведены в группы на основании их геохимических ассоциаций в породообразующих минералах, исходя из совокупности геохимических факторов (размер иона, валентность, тип связи):

куполов: 1 — г. Хаеш; 2 — г. Косинская; 3 — г. Ардов; 4 — г. Чепка; 5 — первых вулканов; 7 — андезиты; 8 — андезито-базальты (тортон — нижний сарто-базальты г. Черная; 12 — андезиты г. Черная (паннон-левантин). I — кларк для средних пород, III — содержания химических элементов в «среднем» элементов ( $\bar{x}$ ) даны в вес. %: Ti · 10<sup>-2</sup>; (Mn, Zr, Y, Cu, Zn, Ga) · 10<sup>-3</sup>; (Cr, Ni,

группа F — железо-магнезиальные элементы, двух- и трехвалентные, с координационным числом 6 (Mn, Cr, Ni, Co, V, здесь же удобно рассматривать и Ti);

группа R — катионы с большим радиусом и зарядом (Mo, Zr, Y, Nb, Sn);

группа C — халькофильные элементы с тенденцией к образованию ковалентных связей (Pb, Cu, Zn и Ga);

группа A — элементы с координационным числом 8—12, по отношению к кислороду в силикатах образующие преимущественно ионные связи (K, Na, Rb, Cs, Li).

Распределение микроэлементов в липаритах и перлитах экструзивных куполов наследует особенности соотношений макрокомпонентов. Так, по сравнению с кларком [12] рассматриваемые породы обеднены фемическими примесями — Ti, Cr, Ni, Co, Mn, V (табл. 13). Концентрации редких элементов (группа R, табл. 13) в целом соответствуют кларковому, несколько повышены лишь содержания циркония (1,1—1,5 кларка). Из группы цветных металлогенных примесей Pb и Zn колеблются вблизи кларка, а содержания Cu повышаются в липаритах куполов гор Косино и Ардов. Отчетливо проявляется обеднение рассматриваемых образований K и Rb (табл. 13). Липариты купола г. Косино отличаются относительно повышенным содержанием примесей группы F, а по распространенности микроэлементов наиболее приближаются к кларку. Однако и для них характерно обогащение Zr и понижение содержания Rb и K.

Несмотря на наблюдаемые колебания, соотношения элементов-примесей (табл. 14) выдержаны для всех образований липаритового состава.

Андезито-базальты и андезиты Чопской цепи погребенных вулканов. В целом в андезито-базальтах и андезитах тортон-нижнесарматского и паннон-левантинского возраста, по сравнению с составом среднего известково-щелочного андезита С. Р. Тейлора [66], повышены количества  $Al_2O_3$ , но понижены  $MgO$ ,  $Na_2O$  и особенно  $FeO$  (в 2—5,5 раз). Существенных различий, направленности в изменении валового химического состава при сравнении тортон-нижнесарматских и паннон-левантинских андезито-базальтов и андезитов не обнаруживается (табл. 10). Петрохимические параметры пород этой группы (железистость, коэффициент окисленности, индексы кристаллизации  $CI$  и дифференциации  $DI$ ) [84, 86] достаточно близки (табл. 11). Для более ранних образований устанавливается лишь некоторое повышение щелочности по агпантности ( $ag$ ) и соотношению  $K_2O/Na_2O$  (0,71—0,78 по сравнению с 0,46—0,57 для андезито-базальт — андезитов гор Черная и Шаланка).

В соответствии с наблюдаемым обеднением рассматриваемых пород  $FeO$  и  $MgO$ , в них фиксируется и дефицит сопряженных примесей ( $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Mn$ ) при сравнении с кларком А. П. Виноградова для средних пород. Содержания элементов групп  $R$  и  $S$  колеблются вблизи кларковых, а содержания щелочных  $K$ ,  $Na$ ,  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$  (группа  $A$ ) значительно понижены. Относительно «среднего известково-щелочного андезита» С. Р. Тейлора в исследуемых андезито-базальт — андезитах содержания  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Na$  понижены, а  $Rb$  и  $Pb$  — повышены (табл. 13).

Несколько отличаются по распределению элементов-примесей андезито-базальт — андезиты  $г$ . Черная (повышение содержаний  $U$ , отсутствие  $Cu$ ). В андезито-базальтах и андезитах тортона — нижнего сармата содержания  $U$  понижены по сравнению с реперными [12, 66]. Однако коэффициенты пропорциональности геохимически сопряженных элементов-примесей во всех породах андезитового ряда очень близки (табл. 14), что позволяет предположить и генетическую их близость. Дациты Чопской впадины и  $г$ . Черная по соотношениям и характеристикам распределения петрогенных и элементов-примесей тесно примыкают к рассмотренным выше образованиям.

На диаграммах рис. 5—10 рассмотрен характер изменения концентраций основных порообразующих компонентов, петрохимических характеристик, содержаний элементов-примесей и их отношений в ряду возрастания кислотности ( $SiO_2$ ) и степени фракционирования ( $si$ ) исследуемых вулканических пород.

Отчетливо проявляется почти линейное убывание индекса затвердевания Куно ( $si$ ) при возрастании кислотности пород и достаточно узкие и незакономерные колебания сериального ин-

Таблица 14. Коэффициенты пропорциональности элементов-примесей в вулканических породах Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов

Параметры	Береговское холмогорье						I	Чопская цепь погребенных вулканов						II	III
	1	2	3	4	5	6		7	8	9	10	11	12		
Cr/Ni	—	—	—	—	—	—	3,1	5,0	4,1	—	4,7	4,7	5,0	0,91	3,1
Ni/Co	—	—	—	—	—	—	1,6	0,38	0,38	—	0,37	0,51	—	5,5	0,75
Ti/Mn	10,4	4,3	5,1	8,8	2,6	2,0	3,8	5,0	4,8	3,8	8,1	5,1	5,2	6,7	3,5
$10^2\text{Ni/Mn}$	—	—	—	—	—	—	1,3	0,41	0,51	—	0,61	0,48	0,42	4,6	1,5
$10^2\text{Co/Mn}$	—	—	—	—	—	—	0,84	1,08	1,35	—	1,63	0,95	—	0,83	2,0
$10\text{V/Mn}$	0,42	0,29	0,25	0,39	—	0,81	0,67	1,36	1,89	0,98	1,95	1,44	0,96	0,92	1,5
$10^4\text{Co/MgO}$	—	—	—	—	—	—	—	5,5	3,8	—	4,2	4,6	—	—	7,02
$10^4\text{Ni/MgO}$	—	—	—	—	—	—	—	2,08	1,42	—	1,58	1,36	1,9	—	5,3
$10^4\text{Cr/Al}_2\text{O}_3$	0,66	0,99	0,93	—	1,42	0,81	—	1,43	1,45	1,15	1,34	1,59	1,02	—	3,25
$10^3\text{Nb/Ti}$	11,3	9,0	18,6	19,1	26	15,3	—	4,6	4,9	6,9	3,31	—	—	—	—
$10^2\text{Mo/Cr}$	36,3	22,4	22,2	21,5	17,3	22,1	4,0	11,3	12,2	13,2	12,7	8,8	12,6	1,8	1,96
$10\text{Zr/Ti}$	2,02	1,58	2,28	2,63	2,65	2,50	0,87	0,22	0,22	0,43	0,22	0,23	0,32	0,32	0,26
$10\text{Zn/Mn}$	2,92	1,58	2,50	—	—	—	1,0	0,68	0,65	0,49	0,94	0,51	0,56	0,60	—
Zn/Ni	—	—	—	—	—	—	—	16,7	12,8	—	15,4	10,5	13,4	1,3	—
Pb/Zn	0,28	0,20	0,33	—	—	—	0,33	0,15	0,1	0,24	0,14	0,20	0,34	0,21	—
K/Na	1,22	0,89	1,07	1,14	1,72	1,12	1,20	0,70	0,63	0,82	0,64	0,54	0,72	0,77	0,48
K/Rb	236	217	223	212	230	222	167	184	146	206	207	228	210	230	430
Mg/Li	153	207	136	—	56	32	—	2125	3420	363	2220	2620	750	—	2060
Zr/(10Mo)	11,3	12,3	11	11,4	6,8	13,7	20,0	4,8	4,2	6,2	5,0	5,9	6,4	29	10

Примечание. Нумерация выборок та же, что и в табл. 13.

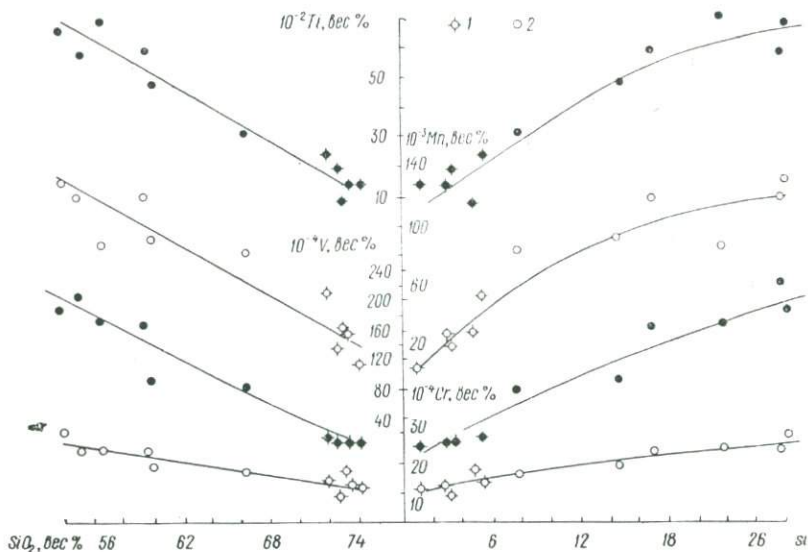


Рис. 7. Характер изменения содержаний элементов-примесей группы  $F$  при возрастании кремнекислотности и индекса кристаллизации вулканических пород Берегового холмогорья (1) и Чопской цепи погребенных вулканов (2).

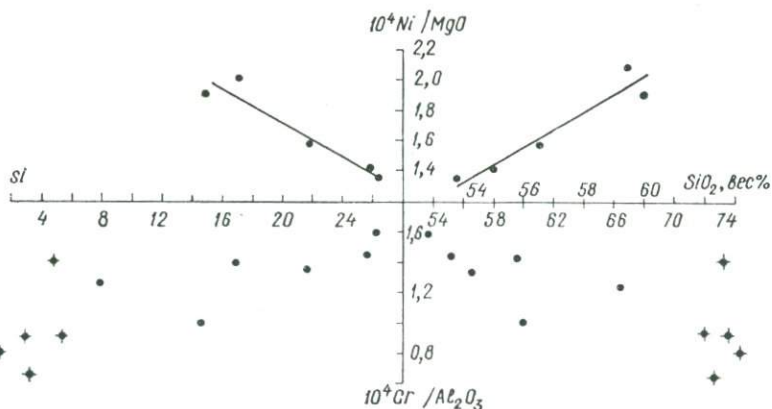


Рис. 8. Изменение соотношений элементов-примесей группы  $F$  при возрастании кислотности и индекса кристаллизации вулканических пород Берегового холмогорья и цепи погребенных вулканов.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 4.

декса Ритмана ( $\sigma$ ). Ход изменения концентраций породообразующих окислов соответствует боуэновскому тренду. Уменьшение содержаний  $SF = Fe_2O_3 + FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  происходит линейно, когерентно  $SiO_2$ . Для глинозема отмечается наибольшее рассеяние концентраций вокруг линии главной тенденции. Железистость (коэффициент Симпсона  $Fe_2O_3 + FeO / Fe_2O_3 + FeO + MgO$ ) возрастает с повышением кислотности вне связи

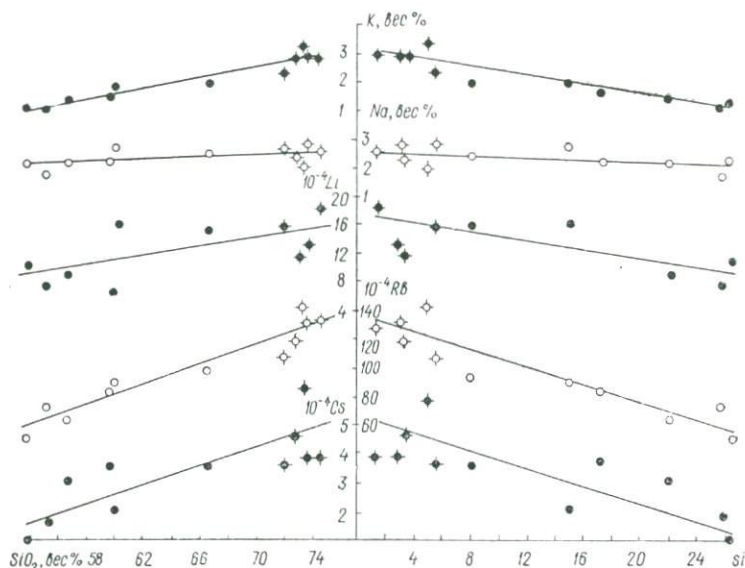


Рис. 9. Характер изменения содержания щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) при возрастании кислотности и индекса кристаллизации вулканических пород.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 4.

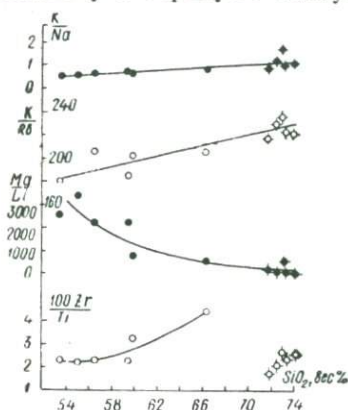
с возрастной их приуроченностью. Соотношения окислов магния и закисного железа (коэффициент Хеса  $MgO/FeO$ ), титана и суммы окислов железа для андезито-базальт — андезитов тортон-нижнесарматского и паннон-левантинского возрастов близки.

В ходе изменения концентраций элементов-примесей геохимических групп  $F$ ,  $R$ ,  $C$  и  $A$  устанавливаются аналогичные закономерности — монотонное снижение фемических и возрастание щелочных примесей в наблюдаемом диапазоне увеличения  $SiO_2$ .

Дациты и андезито-дациты паннонского возраста в пределах Чопской цепи погребенных вулканов, как следует из табл. 10—14 и рис. 7—9, по петрохимическим характеристикам и особенностям распределения микропримесей примыкают к андезито-базальт — андезитам, образуя с ними прямой дифференциационный ряд. Для них характерна более высокая степень окислен-

ности (0,69—0,87) по сравнению с образованиями андезито-базальт — андезитового ряда (0,32—0,38).

Таким образом, миоценовые андезито-базальты и андезиты ранней стадии активизации третьей (тортон-нижнесарматской) и четвертой (паннон-левантинской) фаз вулканизма близки по химизму и образуют единую эволюционную ветвь. При этом на-



правленность химической эволюции и возрастная последовательность извержения лав не совпадают. Последняя контролируется тектоническим режимом, определенными стадиями тектонической активности района.

Рис. 10. Изменение отношений некоторых химических элементов группы *R* и *A* с ростом кремнекислотности вулканических пород.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 4.

Можно предположить генетическую близость андезито-базальт — андезит — дацитовых лав обеих фаз вулканической активности в пределах Чопской зоны погребенных вулканов. Об этом свидетельствует их близкая железистость, щелочность, равная степень отдифференцированности (*si*, *f*, *CI*, *DI*, табл. 11). Соотношения  $TiO_2/Fe_2O_3 + FeO$ ,  $Cr/Al_2O_3$ , интерпретируемые часто как индикаторы глубинности образования расплавов [1, 2], также заключены в одних пределах (табл. 11, 14).

Приведенные данные (табл. 10—14, рис. 7—10) не исключают возможности вхождения плагиолипаритов экструзивных куполов Береговского холмогорья в паннонскую стадию кислых производных эффузивных серий Чопской цепи погребенных вулканов.

На диаграмме Уэджера и Дира (рис. 11) андезито-базальты и андезиты третьей и четвертой вулканических фаз располагаются в поле гиперстеновой серии пород Куно, дациты и липариты экструзивной серии смещаются к левой границе гиперстеновой и пижонитовой серий, образуя единый ряд. Перлиты куполов гор Пеликан и Чепка занимают крайнее положение у щелочного края серии.

## Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды

### Массивы Попричный, Анталовский, Сняк, Борлиов Дил

Петрохимически все плиоценовые эффузивные породы рассматриваемого района относятся к известково-щелочному сильному и среднему тихоокеанскому типу (серийный индекс Риттмана

колеблется для них в пределах 0,59—2,16, индекс Куно — от 15 до 15,6 при содержании CaO от 1 до 10%) и включают, по Левинсон-Лессингу, разности от базальт — андезито-базальтов до дацитов и липарито-дацитов (табл. 15).

На плоскости ASB диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 12) они располагаются в виде непрерывного узкого и сильно вытянутого по «b» роя вблизи вариационной линии Пеле и в пространстве между линиями Пеле и Лассен-Пик для естественных

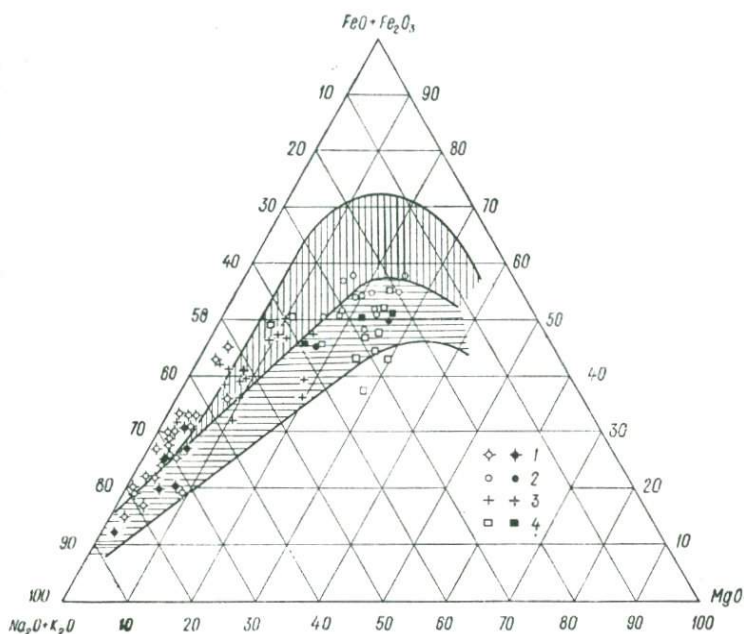


Рис. 11. Диаграмма Уэджера и Дира для вулканических пород:

1 — Береговское холмогорье, липарито-дациты и дациты экструзивных куполов; Чопская цепь погребенных вулканов; 2 — торгон-нижнесарматские андезиты; 3 — паннонские андезито-дациты и дациты; 4 — паннонские андезиты, андезито-базальты и базальты (светлыми значками вынесены данные [69], табл. 7, 14, 18, 19, залитыми — данные авторов).

вулканических ассоциаций мира. При этом отчетливо проявляется пересыщенность глиноземом (левый наклон векторов) и наибольшая щелочность кислых разностей — гранатсодержащих дацитов и липарито-дацитов третьей и экструзивных андезито-дацит — дацитов четвертой и пятой фаз вулканизма. Значительная крутизна вариационной линии свидетельствует об очень медленном и небольшом повышении щелочности при росте кислотности пород. Для андезито-базальт—андезитов лавовых потоков четвертой и пятой вулканических фаз характерна большая длина и крутой наклон векторов, что свидетельствует о существенно магнезиальном характере темноцветных минералов в них. Реже

Таблица 15. Химический состав пород вулканических массивов Попричный,

Анталовский, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора, вес. %

Район	Фаза вулканизма	Объект исследования	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п. п. п.	Σ		
Массивы Попричный и Анталовский	V	12	57,98	0,63	17,30	3,61	3,68	0,14	3,70	6,72	2,06	2,10	0,14	0,77	0,93	99,76		
		13	53,95	0,86	20,15	4,17	2,87	0,07	3,39	8,87	2,20	1,72	0,18	0,97	0,99	100,39		
		14	55,64	0,77	16,31	4,20	3,86	0,09	5,66	8,30	1,92	1,56	0,13	0,97	0,92	100,33		
		15	56,58	0,53	20,54	3,11	2,15	0,08	2,52	8,03	3,00	1,85	0,15	0,86	0,60	100,00		
		16	58,54	0,86	20,54	1,84	2,29	0,05	1,65	7,29	2,58	2,04	0,13	0,80	1,40	100,01		
		17	55,09	0,86	19,18	1,84	4,80	0,05	2,67	8,73	2,50	1,72	0,32	0,21	2,10	100,07		
		18	64,77	0,21	19,41	1,31	0,99	0,04	0,78	3,65	2,81	2,78	0,07	0,88	1,56	99,36		
		19	60,61	0,53	16,95	5,84	0,36	0,12	2,67	4,72	2,46	1,90	0,11	1,94	1,48	99,69		
		20	59,90	0,63	17,13	4,12	2,96	0,11	2,37	5,15	2,36	2,44	0,18	1,02	1,11	99,48		
		IV	21	55,05	0,63	17,99	2,95	3,95	0,08	4,73	7,87	2,44	1,72	0,14	1,27	0,85	99,67	
	22		55,84	0,92	19,51	4,16	2,64	0,07	2,53	7,40	2,48	1,72	0,21	1,16	1,12	99,76		
	23		55,13	0,68	18,22	2,96	4,04	0,08	5,22	7,83	2,13	1,33	0,14	1,21	1,41	100,38		
	24		55,19	0,63	18,35	3,42	3,86	0,08	4,53	7,73	2,24	1,28	0,16	1,49	1,50	100,46		
	25		55,51	0,66	18,35	4,02	3,50	0,04	4,23	7,71	2,28	1,46	0,16	1,03	0,97	99,92		
	26		60,17	0,70	20,52	2,02	1,17	0,01	1,11	7,01	3,04	2,24	0,19	0,85	1,01	100,04		
	27		57,97	0,87	19,33	4,78	1,17	0,12	1,40	7,50	2,78	1,82	0,18	1,30	1,02	100,24		
	28		56,88	0,60	17,63	3,26	4,04	0,10	3,83	7,15	2,34	1,82	0,15	1,23	1,09	100,12		
	29		56,53	0,74	18,28	2,40	4,94	0,10	4,09	6,97	2,19	1,75	0,18	1,16	1,08	100,41		
	30		54,39	0,71	19,48	2,41	4,04	0,08	4,32	8,67	2,48	1,40	0,15	0,93	0,54	99,60		
	III	31	68,90	0,15	15,76	2,11	0,49	0,03	0,41	3,00	3,26	3,94	0,08	0,71	0,65	99,49		
		32	71,59	0,08	15,79	0,81	0,27	0,02	0,31	2,15	2,80	2,98	0,04	0,79	1,91	99,51		
		33	68,29	0,15	16,19	1,25	0,72	0,04	0,41	3,00	2,62	3,06	0,49	1,35	2,50	100,07		
	Массивы Синяк и Борлиов Дил	V	2	34	51,43	0,60	18,50	3,26	5,83	0,16	5,35	10,01	1,86	0,90	0,12	0,70	0,84	99,56
				35	62,38	0,41	17,30	3,02	2,38	0,07	1,65	5,01	2,26	2,70	0,10	1,37	1,34	99,82
			1	36	60,75	0,56	16,92	2,91	3,23	0,10	3,19	6,38	2,32	2,66	0,10	0,58	0,90	100,60
				37	59,65	0,53	17,30	2,74	3,41	0,12	2,78	6,29	2,22	2,56	0,12	0,85	1,16	99,73
				38	60,74	0,59	16,07	1,18	5,12	0,13	3,39	6,58	1,98	2,42	0,22	0,30	1,42	100,14
		39	58,94	0,54	17,81	4,16	3,05	0,24	2,78	6,15	2,22	2,56	0,12	0,96	1,10	100,63		
		40	67,96	0,17	16,25	0,83	2,15	0,05	0,93	3,72	2,88	3,56	0,29	0,28	0,47	99,54		
		IV	41	56,03	0,71	18,48	2,18	5,88	0,17	2,98	6,72	2,16	1,82	0,17	0,80	1,74	99,84	
42			55,04	0,63	18,53	2,49	5,21	0,05	4,13	7,57	2,02	1,90	0,27	0,88	1,41	100,13		
43			55,76	0,63	18,53	1,35	5,92	0,10	4,23	7,57	2,30	2,10	0,29	0,88	0,61	100,37		
44	59,35		0,54	17,67	1,66	4,49	0,13	1,60	6,25	2,34	2,66	0,19	0,91	2,85	100,64			
45	56,59		0,72	18,33	2,10	5,56	0,14	2,78	7,01	2,16	1,72	0,17	0,18	2,23	99,69			
46	53,01		0,63	17,41	2,51	6,42	0,13	5,25	9,87	1,60	0,84	0,11	0,75	1,28	99,54			
г. Бужора	V	2	47	56,11	0,63	19,23	1,80	5,07	0,16	2,30	7,59	2,30	2,42	0,14	0,21	2,12	100,08	
		48	52,45	0,78	18,23	2,19	6,37	0,15	5,67	7,88	2,00	1,48	1,18	0,65	2,03	100,06		
	1	49	52,17	0,68	17,71	2,42	6,37	0,17	5,77	9,51	2,00	1,10	0,20	0,65	1,12	99,87		

Примечание. Содержания окислов даны в вес. %, нумерация объектов

исследований соответствует приведенной в табл. 6.

Таблица 16. Петрохимические характеристики вулканических пород массивов

Район	Фаза, стадия вулканизма	Объект исследования	$SF = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	$K = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	$\frac{MgO}{FeO}$	$\frac{100 TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$	$alk = \frac{Na_2O + K_2O}{Fe_2O_3 + FeO}$			
Массивы Попричный и Анталовский	V	12	7,29	0,61	0,49	1,00	8,64	4,16		
		13	7,04	0,67	0,59	1,18	12,2	3,92		
		14	8,06	0,60	0,52	1,46	9,55	3,48		
		15	5,26	0,67	0,59	1,17	10,0	4,88		
		16	4,13	0,71	0,44	0,72	20,8	4,62		
		17	6,64	0,71	0,27	0,55	12,9	4,22		
		18	2,19	0,75	0,55	0,73	9,58	5,64		
		19	6,20	0,69	0,94	0,74	8,54	4,36		
		20	7,08	0,75	0,58	0,80	8,89	4,80		
		IV	21	6,90	0,59	0,42	1,19	9,13	4,16	
	22		6,80	0,73	0,61	0,95	13,6	4,20		
	23		7,00	0,52	0,42	1,29	9,71	3,46		
	24		7,28	0,62	0,47	1,18	8,65	3,52		
	25		7,52	0,64	0,53	1,20	8,79	3,74		
	26		3,19	0,74	0,63	0,94	21,9	5,28		
	27		6,05	0,81	0,79	1,19	14,4	4,60		
	28		7,30	0,65	0,44	0,94	8,22	4,16		
	29		7,34	0,64	0,32	0,82	10,8	3,94		
	30		6,45	0,59	0,37	1,69	11,0	3,88		
	III	31	2,60	0,86	0,81	0,83	5,77	7,20		
		32	1,08	0,73	0,75	1,15	7,41	5,78		
		33	1,97	0,83	0,63	0,57	7,61	5,68		
	Массивы Синяк и Борлиов Дил	V	2	34	8,91	0,68	0,37	0,94	6,84	2,87
				35	5,4	0,77	0,56	0,69	7,7	4,96
			1	36	6,14	0,66	0,47	0,99	9,11	4,98
				37	6,15	0,69	0,45	0,82	8,8	4,78
				38	6,30	0,65	0,19	0,66	9,37	4,40
		IV	39	7,21	0,72	0,58	0,92	7,49	4,78	
			40	3,30	0,81	0,48	0,45	5,62	6,55	
			41	8,06	0,73	0,27	0,51	8,8	3,98	
42			7,70	0,72	0,32	0,79	8,2	3,92		
43			7,27	0,63	0,19	0,71	8,67	4,40		
г. Бужора	V	2	44	6,15	0,79	0,27	0,36	8,8	5,0	
			45	7,66	0,73	0,27	0,50	9,4	3,88	
	1	46	8,93	0,63	0,28	0,82	7,05	2,44		
		47	6,87	0,75	0,26	0,45	9,2	4,72		
48	8,56	0,61	0,26	0,89	9,1	3,48				
49	8,79	0,60	0,28	0,91	7,75	3,1				

Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора

$ag = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	$alkal = \frac{Na_2O + K_2O + K_2O + Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	$\sigma = \frac{(Na_2O + K_2O) \cdot 43}{SiO_2}$	$sf = \frac{100 MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O}$	$f = \frac{[Si + K] - (Ca + Mg)}{[Si + K]}$	$CI = \frac{\Sigma(An + Di + Fo)}{\Sigma(AB + Or + Q)}$	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$	
0,24	21,5	1,15	24,4	11,01	39,2	48,0	0,29	4,70
0,19	24,1	1,40	23,6	7,44	48,05	40,8	0,37	5,94
0,21	19,9	0,96	32,9	6,15	46,0	39,5	0,29	2,88
0,23	25,4	1,73	20,0	10,16	43,0	48,6	0,36	8,20
0,22	25,16	1,37	15,86	12,61	39,05	52,4	0,35	12,50
0,22	23,4	1,47	19,7	8,68	43,2	42,9	0,34	7,20
0,28	25,33	1,46	8,52	19,50	21,7	70,0	0,30	25,9
0,25	21,31	1,07	20,2	14,7	28,43	59,5	0,26	6,39
0,28	21,9	1,36	16,6	14,9	29,3	58,1	0,29	7,25
0,23	22,15	1,43	30,0	7,47	44,4	41,9	0,32	3,80
0,21	23,7	1,37	18,4	10,4	40,75	48,1	0,35	7,72
0,18	21,7	0,99	33,3	6,67	47,1	38,8	0,33	3,50
0,19	21,9	1,01	29,5	8,41	45,8	40,7	0,33	4,05
0,20	22,1	1,11	27,3	8,02	45,1	42,5	0,33	4,34
0,25	25,8	1,62	11,6	14,2	36,14	57,7	0,34	18,5
0,23	23,9	1,41	11,5	12,23	38,7	52,8	0,33	13,8
0,23	21,8	1,24	25,0	9,83	40,65	45,9	0,31	4,61
0,21	22,2	1,14	26,6	9,53	41,3	43,5	0,32	4,47
0,19	23,4	1,32	29,5	6,54	47,9	38,9	0,35	4,51
0,45	24,0	2,00	4,01	23,5	15,4	80,4	0,22	38,4
0,36	21,6	1,16	4,32	24,38	11,3	82,9	0,22	51,0
0,35	21,97	1,27	5,08	22,41	12,9	78,8	0,23	39,5
0,16	21,23	0,92	31,0	2,95	52,4	29,7	0,35	3,46
0,29	22,26	1,27	13,7	15,8	28	62,2	0,28	10,5
0,29	21,9	1,40	22,3	13,3	35,1	54,2	0,28	6,31
0,28	22,1	1,37	20,3	13,4	35,6	53,4	0,29	6,01
0,27	20,5	1,09	24	12,7	35,3	50,5	0,26	4,74
0,27	22,6	1,43	18,8	13,3	35,0	53,0	0,30	6,42
0,40	22,8	1,73	7,25	22	18,6	74,7	0,24	21,1
0,22	22,5	1,23	19,8	10,8	38,5	44,7	0,33	6,2
0,21	22,4	1,27	26,2	8,45	44,0	40,6	0,34	4,5
0,24	22,9	1,51	26,6	8,9	42,4	41,3	0,33	4,4
0,28	22,7	1,53	12,5	14,6	33,6	55,0	0,30	11,4
0,21	22,2	1,12	19,4	10,8	39,6	45	0,32	6,0
0,14	19,85	0,59	31,6	3,4	53,1	29,5	0,33	3,3
0,24	23,95	1,7	16,6	11,23	40,34	45,82	0,34	8,37
0,19	21,71	1,28	32,0	5,41	48,11	33,17	0,35	3,22
0,18	20,81	1,05	32,7	3,21	50,59	29,83	0,34	3,08

Примечание. Нумерация объектов исследований соответствует табл. 6.

наблюдается слабое пересыщение глиноземом (андезито-базальты руч. Солотвинский, с. Оноковцы, карьеров с. Невицкое, г. Ужгорода). Андезито-базальт — андезиты трех выделяемых вулканических фаз на диаграмме образуют общий перекрывающийся рой. Наиболее основными являются крайние андезито-базальтовые разности р. Ламованья (четвертая вулканическая фаза, или матековский комплекс, по Н. В. Короновскому) и вершины

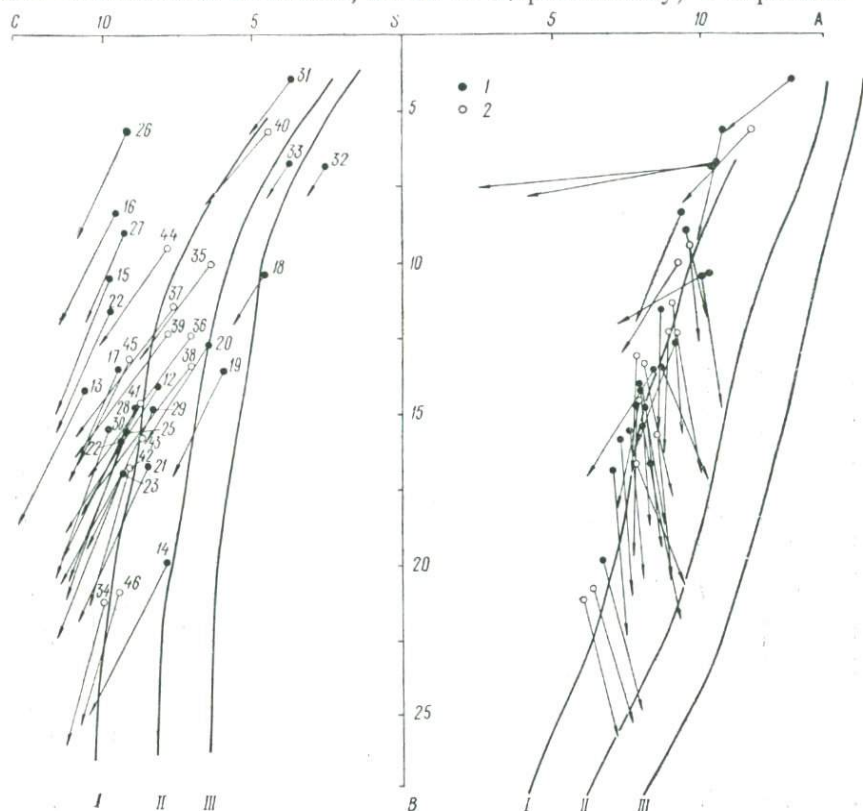


Рис. 12. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для вулканических пород массивов Попричный, Анталовский (1), Борлиов Дил, Синяк (2). Нумерация фигуративных точек соответствует нумерации объектов исследований в табл. 6.

г. Плишка (вторая подфаза пятой вулканической фазы) в пределах вулканического массива Синяк, а наиболее кислыми — экструзивные образования пятой фазы — дациты г. Бердо.

Характерно распределение фигуративных точек на плоскости CSB диаграммы: при большом разбросе точек андезито-базальт — андезиты четвертой и пятой вулканических фаз (матековского и синякского комплексов, по Н. В. Короновскому) образуют крутую в верхней части, довольно узкую изогнутую полосу, обращенную вогнутостью к углу CSB. Эта полоса векторов

занимает секущее положение относительно вариационных линий естественных вулканических ассоциаций: уменьшение параметра «*b*» сопровождается увеличением параметра «*c*» или последний практически остается постоянным, т. е. анортитовая составляющая «заморожена» относительно изменения фемической составляющей (плагноклаз выступает в роли буфера, поглощающего избыток кальция).

Рои фигуративных точек андезито-дацитов и дацитов экструзивных куполов пятой и гранатсодержащих липарито-дацитов третьей вулканических фаз имеют более изометричную форму и смещены последовательно вправо, т. е. при уменьшении фемичности в них уменьшается и количество анортитовой извести, хотя в пределах роя отмечается та же тенденция (см. на рис. 12 положение точек липарито-дацитов *г.* Бубен, липаритов руч. Поташня и дацитов *с.* Середне). Примечательно, что ареалы фигуративных точек наиболее ранних гранатсодержащих липарито-дацитов и более поздних дацитов и липарито-дацитов экструзивных куполов перекрываются.

В целом из петрохимической диаграммы следует сходство особенностей химизма андезито-базальт — андезит — дацитовых ассоциаций вулканических пород массивов западной и центральной частей гряды. Некоторые отличия устанавливаются в характере распределения анортитовой извести: в поле CSB диаграммы фигуративные точки андезито-базальт — андезитов вулканических массивов Синяк и Борлиов Дил несколько смещены вправо, т. е. в них наблюдается уменьшение содержания анортитовой компоненты по сравнению с аналогичными петротипами вулканитов массивов Попричный и Анталовский.

Наиболее однородными по химическому составу и петрохимическим характеристикам являются вулканические образования четвертой эруптивной фазы (матековский комплекс, по Н. В. Короновскому).

Для всех вулканических пород устойчивым нормативным минеральным парагенезисом является плагноклаз — пироксен — кварц, причем для разностей андезито-базальт — андезитового состава свойственна двупироксеновая ассоциация темноцветных минералов (диопсид, гиперстен), а для липарито-дацитов третьей и пятой фаз — только гиперстен. В этих же породах избыток глинозема фиксируется появлением нормативного корунда (табл. 17). При сравнении модального и нормативного минералогических составов отмечается обогащение вкрапленников плагноклаза кальцием (это различие усиливается в более кислых разностях), появление в андезито-базальт — андезитах во вкрапленниках клинопироксена при нормативном ортопироксене. В целом же видовой состав вкрапленников соответствует нормативному.

По сравнению со средним составом липарита [72], наиболее ранние из рассматриваемых образований гранатсодержащие ли-

Таблица 17. Нормативный минералогический состав вулканических пород

Массив	Фаза, стадия вулканизма	Объект исследований	Ap	Il	Mt	Pl				
						Or	Ab	Ap		
Попричный, Анталовский	V	12	0,33	1,22	5,34	12,64	17,76	32,36		
		13	0,43	1,65	6,15	10,34	18,94	40,64		
		14	0,31	1,48	6,19	9,33	16,5	31,8		
		15	0,36	1,03	4,58	11,1	25,7	37,7		
		16	0,31	1,67	2,73	12,3	22,33	36,1		
		17	0,78	1,67	2,73	10,4	21,65	36,85		
		18	0,36	0,46	1,74	17,07	23,6	18,96		
		19	0,26	1,04	—	11,64	21,65	23,59		
		20	0,43	1,23	6,13	14,77	20,5	25,06		
		IV	21	0,33	1,22	4,38	10,4	21,14	33,9	
	22		0,52	1,77	6,19	10,4	21,48	36,21		
	23		0,33	1,33	4,39	8,09	18,44	37,03		
	24		0,38	1,23	5,09	7,74	19,45	37,2		
	25		0,38	1,27	5,94	8,8	19,7	36,3		
	26		0,45	1,35	1,81	13,47	26,13	34,17		
	27		0,43	1,69	1,64	11	24,02	35,63		
	28		0,36	1,16	4,83	11	20,21	32,95		
	29		0,43	1,42	3,54	10,52	18,86	34,04		
	30		0,31	1,22	4,29	11,17	20,47	33,6		
	III	31	0,19	0,28	1,23	23,7	28,1	14,65		
		32	0,09	1,52	0,73	18,2	24,44	10,75		
		33	1,21	0,30	1,85	18,8	23	12,14		
	Синяк, Борлиов Дил	V	2	34	0,28	1,16	4,81	5,44	16,07	40,25
				35	0,24	0,80	4,51	16,42	19,7	24,94
				36	0,24	1,06	4,26	15,83	19,79	28,16
				37	0,28	1,03	4,06	15,48	19,20	30,38
		1	38	0,52	1,14	1,74	14,53	17,00	28,28	
			39	0,28	1,04	6,10	15,3	19,03	30,12	
			40	0,69	0,32	1,22	21,27	24,61	16,76	
		IV	41	0,40	1,39	3,25	11,05	18,77	33,16	
42			0,66	1,22	3,68	11,46	17,42	36,56		
43			0,69	1,22	1,99	12,52	19,7	34,45		
44			0,47	1,06	2,48	16,19	20,4	30,7		
45			0,40	1,41	3,13	10,46	18,77	34,65		
46			0,26	1,61	3,73	5,08	13,87	37,94		

Примечание. Ap—апатит, Il—ильменит, Mt—магнетит, Or—ортоклаз, Ep—энстатит, Fs—ферросилит, Q—кварц, C—корунд, Hm—гематит. Нумерация

массивов Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил

Di			Hy		Q	C	Hm	Σ
Wo	En	Es	En	Fs				
0,29	0,2	0,07	9,18	2,97	17,56	—	—	99,92
1,20	0,99	0,06	7,58	0,49	11,55	—	—	100,02
3,83	2,91	0,53	11,41	2,04	13,71	—	—	100,03
0,73	0,58	0,06	5,80	0,59	11,80	—	—	100,03
—	—	—	4,21	1,38	17,8	1,17	—	100,00
2,21	1,13	1,01	5,66	5,07	10,85	—	—	100,01
—	—	—	3,49	0,19	29,12	4,97	—	99,96
—	—	—	6,90	—	26,25	2,62	6,1	100,02
—	—	—	6,05	1,21	22,9	1,72	—	100,00
2,18	1,50	0,50	10,57	3,52	10,35	—	—	99,97
—	—	—	6,47	0,04	16,25	0,67	—	100,00
0,76	0,53	0,16	12,76	3,88	12,29	—	—	99,98
0,46	0,32	0,09	11,26	3,33	13,45	—	—	100,00
0,71	0,53	0,10	10,92	2,02	14	—	—	99,96
—	—	—	2,81	—	18,12	0,89	0,81	100,01
0,50	0,43	—	3,13	—	17,8	—	3,74	100,01
0,97	0,63	0,26	9,10	3,77	14,74	—	—	99,98
—	—	—	10,38	6,16	14,11	0,56	—	100,03
0,70	0,46	0,18	9,25	3,73	14,61	—	—	99,99
—	—	—	1,05	—	28,61	0,89	1,28	99,98
—	—	—	0,80	—	40,25	4,26	0,33	100,00
—	—	—	1,05	0,11	37,06	4,45	—	100,00
4,01	2,45	1,34	11,15	6,12	6,91	—	—	99,99
—	—	—	4,31	1,36	26,03	1,65	—	99,98
1,30	0,89	0,31	7,13	2,49	18,53	—	—	99,99
0,31	0,19	0,09	6,88	3,33	18,75	—	—	99,98
1,43	0,73	0,67	7,84	7,12	19,00	—	—	100,00
—	—	—	7,02	1,99	18,7	0,50	—	100,08
—	—	—	2,34	3,11	28,03	1,62	—	99,97
—	—	—	7,62	8,34	14,88	1,17	—	100,03
—	—	—	10,51	6,69	11,74	0,05	—	99,98
0,69	0,36	0,3	10,3	8,68	9,07	—	—	99,97
—	—	—	4,11	6,39	18,44	0,07	—	100,01
—	—	—	7,12	7,74	15,72	0,58	—	99,98
4,78	2,76	1,81	10,61	6,96	10,57	—	—	99,98

Ab—альбит, Ap—анортит, Di—диопсид, Hy—гиперстен, Wo—волластонит, объектов исследований аналогична приведенной в табл. 6.

парито-дациты и липариты Перечинского района содержат больше глинозема, извести и меньше щелочей и титана. Андезитобазальты и андезиты четвертой и пятой вулканических фаз в целом по химическому составу соответствуют средним составам соответствующих типов пород по Р. О. Дели. Химический состав и петрохимические характеристики рассматриваемых пород приведены в табл. 15, 16. Наиболее молодые андезитобазальт — ан-

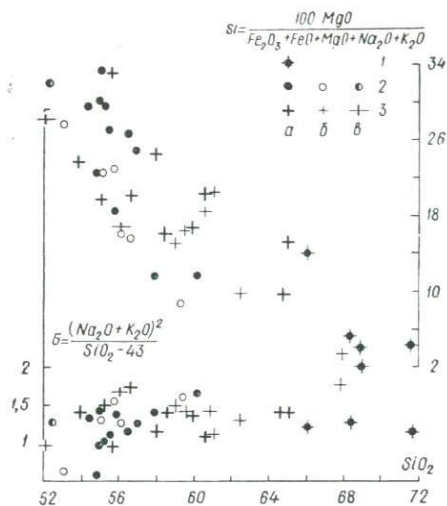


Рис. 13. Изменение индекса кристаллизации Куно, сериального индекса Ритмана при возрастании кислотности вулканических пород массивов Попричный, Анталовский, Сияк, Борлиов Дил и г. Бужора:

1 — гранатосодержащие липарито-дациты третьей эруптивной фазы; 2 — андезитобазальты, андезиты и андезитодациты лавовых потоков и экструзивных куполов четвертой эруптивной фазы; 3 — андезитобазальты, андезиты, андезитодациты, дациты лавовых потоков и экструзивных куполов пятой фазы (а — вулканические массивы Попричный и Анталовский; б — Сияк и Борлиов Дил; в — г. Бужора).

дезитовые лавы бужорской свиты попадают на диаграмме А. Н. Заварицкого и по всем петрохимическим параметрам в поле андезитобазальтовых лав четвертой фазы.

По приведенным данным отмечается убывание индекса затвердевания Куно с ростом кремнекислотности лав, а индекс Ритмана слабо колеблется вблизи прямой, параллельной оси абсцисс (рис. 13), причем разброс значений относительно бóльший для базальт—андезитобазальтовых серий. Значение суммы Стейнера ( $alkal = Na_2O + K_2O + Al_2O_3$ ) изменяется в общем для вулканических образований трех рассматриваемых фаз в небольших пределах (19,8—25), для вулканических образований хр. Попричный и г. Анталовская они несколько больше, чем для массивов Сияк и Борлиов Дил, за счет колебаний  $Al_2O_3$ .

В целом для плиоценовых вулканических пород рассмотренных районов Выгорлат-Гутинской гряды наблюдается хорошо скоррелированная связь содержаний извести, магнезии, суммы окислов железа и щелочей с кремнекислотой (рис. 14). Причем наиболее интенсивно и с наименьшей дисперсией идет убывание  $CaO$ , бóльший разброс значений вокруг линии главной тенденции свойствен  $MgO$  и  $(Fe_2O_3 + FeO)$ . Андезитобазальт — андезиты четвертой и пятой вулканических фаз на диаграмме не разделяются. Вариационная линия  $(Fe_2O_3 + FeO)$  андезитоба-

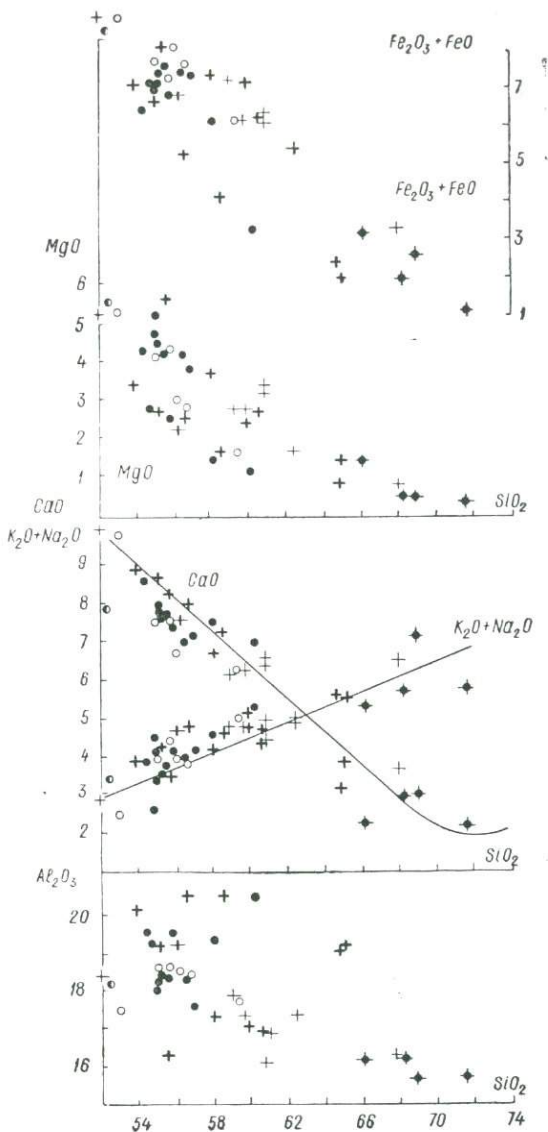


Рис. 14. Характер изменения содержаний основных породообразующих окислов в ряду возрастания кислотности вулканических пород массивов Попричный, Анталовский, Сияк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 13.

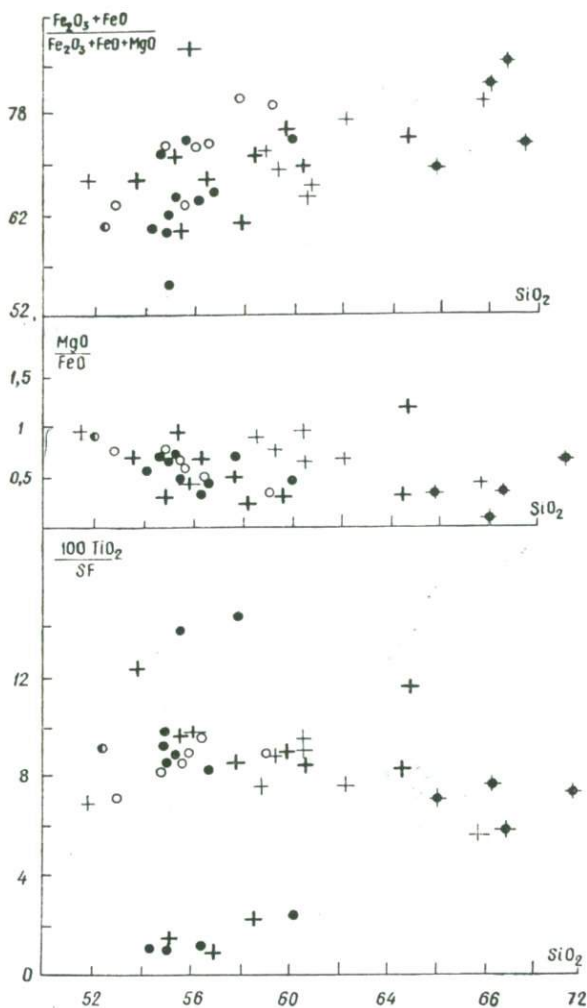


Рис. 15. Диаграмма изменения железистости  $(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ , магнезиальности  $MgO/FeO$ , титанистости  $100 \cdot TiO_2/(Fe_2O_3 + FeO)$  в вулканических породах массивов Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 13.

зальт — андезит — дацитов массивов Синяк, Борлиов Дил при этом статистически располагается несколько выше аналогичной линии вулканических пород хребтов Попричный и Анталовский. На диаграмме  $Al_2O_3-SiO_2$  наблюдается обособление гранатсодержащих липарито-дацит — дацитов третьей эруптивной фазы,

андезито-базальты и андезиты более молодых вулканических комплексов образуют незакономерный (почти изометричной формы) рой. Наибольшие колебания глинозема при этом свойственны вулканическим породам западной части гряды (повышенные значения наблюдаются для андезито-базальтовых лав карьеров сел Невицкое, Каменица, г. Ужгород, дацитов с. Середне). Вулканические образования массивов Синяк и Борлиов Дил в целом более тесно группируются вокруг общей линии тренда. Рассеяние концентраций, особенно по известковистости, меньше, чем для вулканитов хр. Попричный. Проявляется также уменьшение содержания глинозема с ростом  $\text{SiO}_2$ , что не наблюдалось на массиве Попричный. Коэффициент железистости для рассматриваемых групп пород колеблется, и тенденция к возрастанию его значений с ростом  $\text{SiO}_2$  улавливается лишь статистически. Диапазон же изменения коэффициента магnezиальности довольно мал (0,5—1,5), и уменьшение этого параметра в ряду возрастающей кислотности пород происходит очень плавно. Причем относительно большей стабильностью параметра характеризуются андезито-базальт — андезиты четвертой и пятой (вторая стадия) вулканических фаз (матеевский и обавский комплексы Н. В. Короновского).

Относительно степени фракционирования пород (по  $si$ ) концентрации  $\text{MgO}$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  изменяются линейно с очень малой дисперсией, для  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  дисперсия увеличивается, теснота связи  $\text{CaO} - si$  мала, а для  $\text{Al}_2\text{O}_3$  она вообще отсутствует.

Значение функции Ноккольдса  $f = [(\frac{1}{3}\text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})]$ , являющейся, по мнению многих исследователей, мерой дифференцированности расплавов, не обнаруживает монотонного изменения в продуктах последовательных циклов извержений.

В изменении отношения  $\text{TiO}_2 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  отмечается закономерный характерный экстремум — последовательное возрастание в андезито-базальт — андезитовых разностях сменяется понижением в андезито-дацит — дацитах (рис. 15). Большая однородность распределения параметра свойственна андезито-базальт — андезит — дацитовой ассоциации вулканитов массивов Синяк и Борлиов Дил.

Ряд закономерностей выявляется и при исследовании распределения элементов-примесей в вулканических породах.

Гранатсодержащие липариты и липарито-дациты экстрезивных куполов (третья эруптивная фаза). Гранатсодержащие липарито-дациты и липариты основания вулканического разреза в западной части гряды относительно кларка А. П. Виноградова для кислых пород обеднены в целом примесными элементами группы  $F$ , несколько повышены концентрации  $Zr$  из группы  $R$  и в целом элементов группы  $C$  ( $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ , в меньшей степени  $\text{Pb}$ ). Уровень концентраций элементов группы  $A$  ниже кларкового (исключая липарито-дациты и

Таблица 18. Распределение элементов-примесей в вулканических породах

Район	Фаза вулканизма	Объект исследований	F						
			Ti	Cr	Ni	Co	V	Mn	
М массивы Попричный и Анталовский	V	12	34,5	24,2	4,0	12	94	89	
		13	69,7	21,7	5,8	11	221	111	
		14	39,6	63,0	6,1	13	200	104	
		15	44,1	43,5	17,4	10	132	58	
		16	81,7	27,2	5,1	11	176	81	
		17	84,8	30,9	5,6	11	185	89	
		18	19,6	10	4,1	—	26	33	
		19	45,8	18,1	3,4	—	98	93	
		20	43,3	15,2	3,2	—	63	62	
		IV	21	52,6	54,4	8,7	14	195	84
	22		55	31,2	6,1	11	223	74	
	23		46,4	48,7	7,2	14	174	93	
	24		53,1	49,5	7,1	13	178	95	
	25		40,9	31,8	4,5	13	141	93	
	26		69	27,6	5,1	10	125	25	
	27		73,2	28,8	5,3	10	136	43	
	28		44,9	33,8	4,2	14	125	90	
	29		61,7	23,6	4,2	13	116	88	
	30		48,6	40,9	5,1	15	133	88	
	III	31	10,2	8,5	—	—	4	61	
32		7,8	6,2	—	—	4	27		
33		14,3	82,4	—	—	5,6	33		
Массивы Сняк и Борлиов Дил	V	2	34	41,2	52,8	6,2	23	259	137
			35	33,1	41,2	4,9	10	128	74
		1	36	28,7	28,2	3,7	11	114	72
			37	33,8	37,9	4,0	11	113	73
			38	39,4	56	4,9	12	89	87
	IV	39	34,3	96,1	5,8	15	156	117	
		40	13,4	18,8	3,2	10	14	38	
		41	25,6	21,1	3,2	10	52	77	
		42	48,7	27,2	4,1	12	80	94	
		43	44,6	29,3	4,0	12	84	92	
г. Бужора	V	2	47	46,2	29,5	4,0	11	81	114
			48	59,2	50,9	7,5	16	214	132
		1	49	41,0	79,2	7,3	18	205	152

массивов Попричный, Анталовский, Сняк, Борлиов Дил и г. Бужора

R					C				A		
Sn	Mo	Zr	V	U	Si	Pb	Zn	Ga	Li	Rb	Cs
1,9	2,1	11,6	1,8	1,08	4,5	18,2	5,8	1,2	26,9	8,81	3,0
1,9	2,5	15,8	2,3	*	4,8	19,6	9,1	1,3	16,4	7,5	2,8
2	2,3	11,8	2,1	*	4,8	13,5	9,7	1,2	16,3	7,4	2,5
1,6	2,3	13,1	1,8	*	6,2	15,4	4,5	1,2	15,3	8,02	3,04
2,1	2,4	15	2,7	*	6,7	15,8	6,1	1,2	15,4	9,05	5,2
2,5	2,6	14,3	2,6	*	5,8	21,1	7,1	1,3	17,1	8,52	4,5
2,9	2,2	41,6	1,6	*	4,4	24,6	5,6	1,7	31,9	12,0	7,3
1,7	1,5	11,7	1,8	1,8	4,4	12,7	6,7	1,0	21,4	8,0	4,0
1,6	2,3	13,1	1,9	1,42	4,8	15,4	5,4	1,1	36,1	11,9	5,7
2,6	2,4	12,4	2,1	*	5,7	13,3	8,7	1,3	15,9	5,82	2,6
2,0	2,4	12,4	2,0	*	5,7	15,2	9,5	1,3	13,3	6,98	4,5
1,8	2,1	11,7	1,9	*	5,4	12,0	6,5	1,2	10,3	4,68	2,6
2,1	2,2	12,4	2,0	*	5,1	13,5	7,5	1,3	11,7	5,8	2,1
1,9	2,1	11,6	1,7	*	5,4	12,0	7,6	1,2	19,2	6,1	2,4
2,4	2,0	12,2	2,2	*	7,1	17,8	6,5	1,2	10,8	7,45	3,1
1,7	2,1	13,5	2,3	*	4,5	16,1	5,4	1,2	15,6	7,6	1,7
1,7	2,0	11,7	1,7	*	4,7	12,5	6,6	1,2	21,1	7,54	3,4
2,2	2,1	18,6	2,2	*	6,3	13,6	6,6	1,4	26	7,1	2,8
2,5	2,1	12,4	1,9	*	6,2	20,3	8,1	1,4	16,5	6,57	2,6
3,6	2,1	32,7	1,5	*	4,5	26,2	9,7	1,8	53,8	13,8	6,2
3,2	1,7	35,2	1,2	*	4,1	24,5	7,7	1,6	48,2	13,8	4,7
7,7	2,3	25,3	1,2	*	6,4	45,1	10,2	2,2	14,2	14,2	7,7
1,6	2,2	11,3	1,7	1,33	4,7	8,5	6,2	1,4	10	3,25	1
1,5	2,1	13,5	1,7	2,05	4,0	11,6	4,7	1,1	24,8	8,06	3,5
1,3	1,9	11,2	1,4	2,74	4,0	12,1	4,7	1,0	27	10,6	4,0
1,4	2,0	13,1	2,4	2,95	4,0	13,4	4,5	1,1	37	12,7	5,0
1,8	5,4	10,0	2,1	1,5	4,0	15,8	6,0	1,2	19,5	8,55	5,0
1,8	2,2	11,8	1,8	2,41	4,2	11,6	5,5	1,2	20,6	6,72	2,5
2,7	2,0	34,8	1,5	2,5	4	20,4	5,1	1,0	39	18,0	5,3
1,9	2,1	13,1	1,4	2,43	4,0	12,4	6,6	1,0	25	10,5	4,6
1,9	2,0	12,2	1,8	1,72	5,4	17,7	8,4	1,3	20,3	7,25	3,6
1,7	2,0	17,5	1,9	2,16	4,5	16,6	6	1,3	38,6	9,92	3,1
1,3	2,1	11,3	1,6	1,52	4,0	12,2	6,2	1,2	19,4	7,0	3,0
1,5	2,2	11,5	1,9	1,9	4,0	15,1	7,1	1,3	15,0	10,06	4,8
2,4	2,3	11,2	1,7	0,89	4,8	16,0	7,4	1,4	13,2	3,37	2,2
1,7	2,3	19,6	2,0	0,4	4,4	27,2	6,8	1,4	22,2	8,14	3,7
2,4	2,6	16,7	2,2	0,6	4,8	25,3	8,2	1,5	18,1	5,34	1,7
2,3	2,5	12,01	2,5	0,8	5,0	13,2	6,7	1,5	12,6	4,24	1,2

Примечание. Концентрации химических элементов даны в вес. %: Ti·10<sup>-2</sup> прочерк обозначает «не обнаружено»; \*—элемент не определялся. Нумерация

(Mn, Zr, Y, Cu, Zn, Ga, Rb) ·10<sup>-3</sup>; (Cr, Ni, Co, V, Sn, Mo, U, Pb, Li, Cs)·10<sup>-4</sup> объектов соответствует табл. 6.

Таблица 19. Коэффициенты пропорциональности химических элементов в вулках г. Бужора

нических породах массивов Попричный, Анталовский, Сияк, Борлиов Дил и

Район	Фаза, стадия вулканизма	Объект исследования	Ti	Cr	V · 10	Cr · 10 <sup>4</sup>	Zr	Zr · 10 <sup>2</sup>	Zn · 10	Pb · 10	K	K	Mg	Rb		
			Mn	V	Mn	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10 · Mo	Ti	Mn	Zn	Na	Rb	Li	Cs		
Массивы Попричный и Анталовский	V	12	3,8	0,25	1,05	1,4	5,4	3,4	0,65	3,1	1,08	191	825	29		
		13	6,3	0,10	2,0	1,1	6,3	2,3	0,82	2,15	0,84	189	1240	26		
		14	3,8	0,32	1,92	3,9	5,1	3,0	0,94	1,4	0,87	203	2090	29		
		15	7,6	0,32	2,26	2,1	5,7	3,0	0,77	3,4	0,76	211	993	26		
		16	10	0,15	2,15	1,3	6,1	1,8	0,74	2,6	0,91	188	643	18		
		17	9,5	0,17	2,10	1,6	5,5	1,7	0,79	3,0	0,86	189	941	19		
		18	5,7	0,38	0,8	0,52	18,9	21	1,67	4,4	1,04	197	147	16		
		19	4,9	0,18	1,05	1,06	7,7	2,5	0,71	1,9	0,89	208	752	20		
		20	7,0	0,24	1,01	0,89	5,8	3,0	0,87	2,8	1,15	176	396	21		
		IV	21	6,2	0,23	2,31	3,0	5,3	2,4	1,04	1,5	0,71	214	1780	22	
	22		7,4	0,14	3,0	1,6	5,1	2,3	1,27	1,6	0,80	200	1143	15,4		
	23		5,0	0,52	1,87	2,7	5,6	2,5	0,70	1,8	0,69	252	3058	18		
	24		5,6	0,52	1,87	2,7	5,7	2,3	0,79	1,8	0,70	209	2330	28		
	25		4,4	0,27	1,51	1,7	5,4	2,8	0,81	1,6	0,73	195	1328	25		
	26		26	0,22	4,07	1,4	6,1	1,8	2,52	2,7	0,74	228	620	24		
	27		17	0,21	3,15	1,5	6,3	1,8	1,25	3,0	0,77	218	540	45		
	28		4,9	0,27	1,37	1,9	5,8	2,6	0,73	1,9	0,87	193	1100	22		
	29		7,1	0,20	1,32	1,3	8,9	3,0	0,75	2,1	0,84	189	950	26		
	30		5,5	0,31	1,51	2,1	5,9	2,5	0,92	2,5	0,85	204	1575	25		
	III	31	1,7	2,1	0,07	0,54	15,2	32	1,58	2,7	1,15	184	46	23		
		32	2,8	—	—	0,4	20,7	45	2,78	3,2	1,24	188	39	29		
		33	4,2	2,0	0,17	0,76	11,0	18	3,03	4,4	1,20	180	174	19		
	Массивы Сияк и Борлиов Дил	V	2	34	3,01	0,30	1,88	2,87	5,0	2,74	0,45	1,37	0,45	215	3180	32
				35	4,46	0,32	1,72	2,38	6,4	4,08	0,63	2,47	1,16	244	399	23
			36	4,0	0,25	1,44	1,67	5,7	3,90	0,65	2,59	1,14	195	707	26	
			37	4,6	0,33	1,54	2,19	6,5	3,87	0,60	3,00	1,21	165	451	25	
			38	4,5	0,6	1,03	3,48	1,9	2,54	0,68	2,64	1,25	225	1041	17	
		1	39	3,0	0,62	1,33	5,4	5,4	3,44	0,47	2,11	0,91	205	810	27	
			40	3,4	1,4	0,35	1,17	17,4	26,0	1,30	4,03	1,57	190	121	34	
			V	41	3,3	0,40	0,68	1,14	6,3	5,12	0,84	1,87	0,95	190	716	23
42		5,15	0,34	0,85	1,41	6,0	2,50	0,88	2,12	1,06	204	1222	20			
43		4,9	0,35	0,92	1,58	8,5	3,92	0,66	2,77	1,03	190	658	29			
44	3,16	0,32	0,74	1,67	5,4	2,82	0,50	1,97	1,81	210	495	23				
45	4,0	0,47	0,69	1,98	5,7	2,43	0,59	2,12	0,95	153	1110	21				
46	2,65	0,42	1,38	4,8	4,9	2,92	0,51	2,16	0,67	246	2380	15				
г. Бужора	V	2	47	4,05	0,35	0,71	1,53	6,35	3,16	0,59	4,0	0,94	230	621	22	
			48	4,38	0,24	1,62	2,79	6,43	2,82	0,62	3,1	0,71	225	1878	32	
		49	3,09	0,38	1,34	4,46	4,85	2,94	0,44	2,0	0,65	214	2745	37		

Примечание. Нумерация объектов исследований соответствует табл. 6.

липариты гор Бубен и Высокая, где концентрации Li несколько превышают кларк).

Липарито-дациты г. Высокая, руч. Поташня и г. Бубен по распределению элементов-примесей близки между собой (табл. 18) и достаточно однородны по выборкам. Коэффициенты вариации концентраций химических элементов в большинстве случаев не превышают 20%, статистические распределения концентраций соответствуют логнормальному закону. Наибольшие дисперсии содержаний отмечаются для Mn и V. В липарито-дацитах и липаритах руч. Поташня относительно повышены содержания Pb, а Zr и Li понижены. Контрастнее особенности этих пород выделяются по соотношениям геохимически связанных пар элементов: Ti/Mn, Cr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Zr/Ti, Mg/Li и петрохимическим параметрам *si*, *f*, SiO<sub>2</sub> и др. (табл. 16, 19).

Андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты лавовых потоков и экструзивных куполов четвертой эруптивной фазы. Специфическими особенностями распределения элементов-примесей в этих породах следует считать обеднение Cr, Ni, Ti, в меньшей степени Mn, Zr и Na относительно кларка для средних пород [12] (табл. 18). По отношению к известково-щелочному андезиту С. Р. Тейлора, в рассматриваемых андезито-базальт — андезит — дацитовых сериях понижен уровень концентраций элементов-примесей группы F (особенно Ni, слабее Cr, Co, V), повышены содержания некоторых редких (Sn, U, Mo), цветных (Pb) и особенно щелочных элементов (сильно Li, Rb, Cs, слабее K, при относительно пониженном содержании Na). Приведенное соотношение сопряженных элементов-примесей — Ni/Co (0,3—0,6 против 0,75, по Тейлору), K/Rb (180—250 против 450), K/Na (0,70—1,15 против 0,49).

Андезито-базальты отдельных лавовых потоков вулканических массивов Анталовский и Попричный достаточно однородны и близки по распределению и соотношениям химических элементов (табл. 18, 19). От андезито-базальтов моногенных лавовых и шлаковых конусов их отличает большая однородность состава. Андезито-базальты р. Ламованья (53,01% SiO<sub>2</sub>) являются самыми основными среди вулканитов массивов Синяк и Борлиов Дил и соответственно характеризуются повышенными содержаниями Cr, Ni, Co, V, Mn. Андезито-базальты разрезов рек Матекова, Латорица, окрестностей с. Новая Грабовница аналогичны по распределению примесных элементов группы F. Наиболее низкие концентрации элементов этой группы свойственны андезито-базальтам экструзии с. Свалява. Статистически распределение концентраций фемических примесных элементов соответствует нормальному (Cr, Co, V) и логнормальному (Ti, Ni, Mn) законам. Вариации концентраций не превышают 30%.

В целом при близости состава и характера распределения примесных элементов андезито-базальты и андезиты четвертой

вулканической фазы западной части Выгорлат-Гутинской гряды (массивы Попричный и Анталовский) по отношению к аналогичным породам центральной части (массивы Синяк и Борлиов Дил) содержат более высокие концентрации Ti (0,41—0,62% против 0,25—0,48%), V (0,116—0,223% против 0,052—0,094%) и пониженные Rb (0,0058—0,0076% против 0,007—0,0105%).

Андезито-базальты, андезиты лавовых потоков, андезито-дациты и дациты экструзивных куполов пятой вулканической фазы. В пределах вулканических массивов Попричный, Анталовский в андезитобазальт — андезитовых лавах пятой фазы по сравнению с аналогичными лавами четвертой фазы понижаются содержания примесных элементов группы *F*. В андезитодацитах и дацитах экструзивных куполов закономерно уменьшаются концентрации Cr, Ni, Co и увеличиваются концентрации Li, Rb, Cs, в меньшей степени, K. Дациты *г*. Острая являются при этом наиболее щелочными, содержат повышенные количества Pb, Zr, Sn. Лавы пятой вулканической фазы в пределах массива Синяк по валовому химическому составу кислее предшествующих, однако уровень концентрации Cr, Ni, Co, Mn в них (андезиты южного склона *г*. Буза и руч. Млынскй) не изменяется. В дацитах экструзии *г*. Бердо концентрации элементов этой группы закономерно снижаются в соответствии с изменением химического состава.

Распределение элементов-примесей *R*, *C* и *A* в целом более однородно, чем фемических. Концентрации их колеблются в пределах одного порядка. Отличаются повышением содержаний Sn, Zr, Pb и щелочных элементов (табл. 18) дациты и андезиты *г*. Бердо. Коэффициенты пропорциональности химических элементов этих групп имеют близкие значения в вулканитах описываемых районов. Характерным является изменение соотношений Zr/Ti и Mg/Li в крайних кислых дацитах *г*. Бердо и основных — базальт — андезитобазальтах вершины *г*. Плишка и разреза р. Ламованья (табл. 19). По сравнению с дацитами *г*. Острая экструзивные дациты *г*. Бердо характеризуются большими значениями  $SF = Fe_2O_3 + FeO$  (3,30 против 2,19), щелочности ( $alk = 6,55$  против 5,64,  $ag = 0,4$  против 0,28,  $K/Na = 1,57$  против 1,04,  $Rb/Cs = 34$  против 16) и более низкими значениями  $TiO_2/SF$  (5,62 против 9,58),  $MgO/FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Mg/Li$ .

Андезитовые лавы завершающей стадии пятой вулканической фазы (обавский комплекс, по Н. В. Короновскому) по диапазону изменений концентраций фемических элементов-примесей аналогичны андезитовым лавам первой стадии фазы (синякский комплекс), за исключением наиболее основных базальт — андезитобазальтов вершины *г*. Плишка. Соответственно в последних повышены содержания всех примесей фемической группы (табл. 18). По соотношениям Cr, Ni, Co между собой, Ni и Co с MgO и Mn вулканические образования рассматриваемых

фаз близки. При этом андезито-базальтовые лавы четвертой и верхов (вторая стадия) пятой эруптивной фазы отличаются устойчивостью параметров. По соотношению Cr/V они хорошо согласуются со средним известково-щелочным андезитом С. Р. Тейлора (табл. 19).

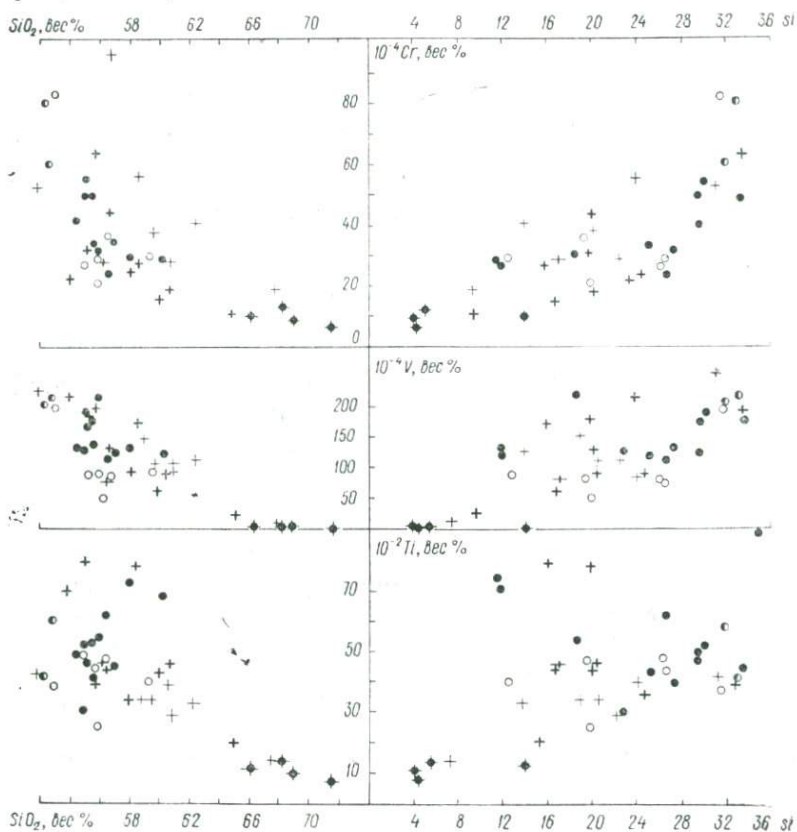


Рис. 16. Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ —(Cr, V, Ti)—*si* для вулканических пород массивов Анталовский, Попричный, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 13.

На диаграммах (рис. 16—18) приведены результаты исследований поведения элементов-примесей по группам в зависимости от изменения кислотности ( $\text{SiO}_2$ ) и степени фракционирования (*si*) плиоценовых вулканических пород Ужгород-Перечинского (западного) и Мукачево-Сваляевского (центрального) участков гряды.

**Группа F.** Концентрации всех элементов этой группы монотонно убывают с возрастанием кислотности эффузивов. Это уменьшение идет более круто для Ti, Mn, V и менее интенсивно

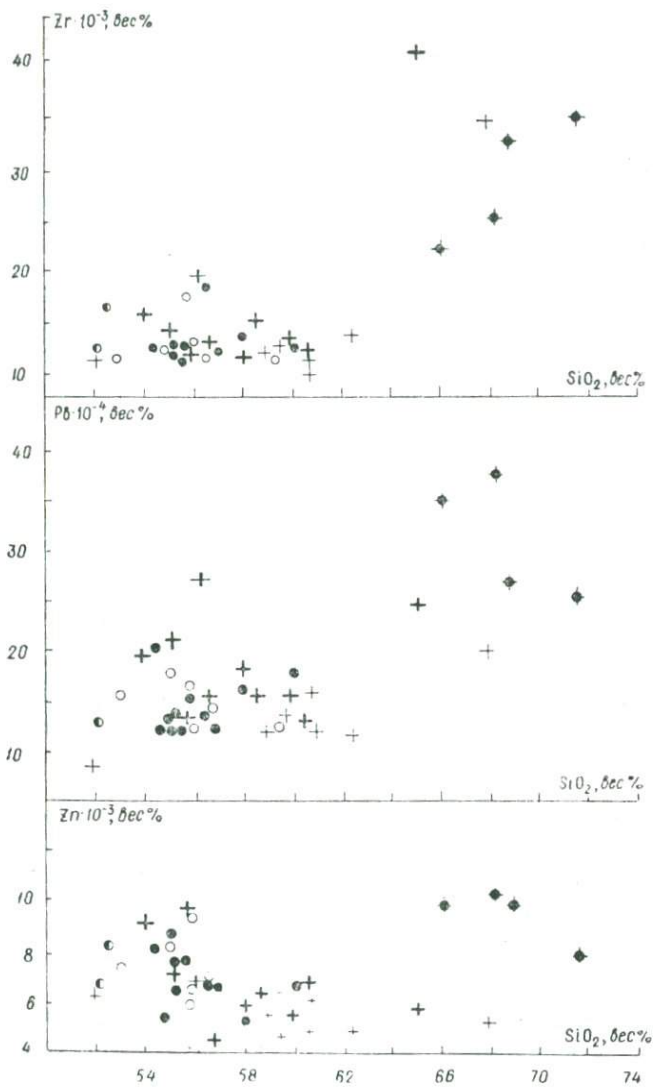


Рис. 17. Вариационные диаграммы (Zr, Pb, Zn)— $\text{SiO}_2$  для вулканических пород массивов Анталовский, Попричный, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 13.

для Cr, Ni, Co — элементов высоких температур плавления, геохимически тесно связанных с Mg. Для пород андезито-дацит — дацит — липарито-дацитового состава разброс точек вблизи линии главной тенденции мал, а для андезито-базальт — андезитовых лав значителен. В общем те же особенности распределения элементов-примесей группы F проявляются в последовательности увеличения параметра *si* пород.

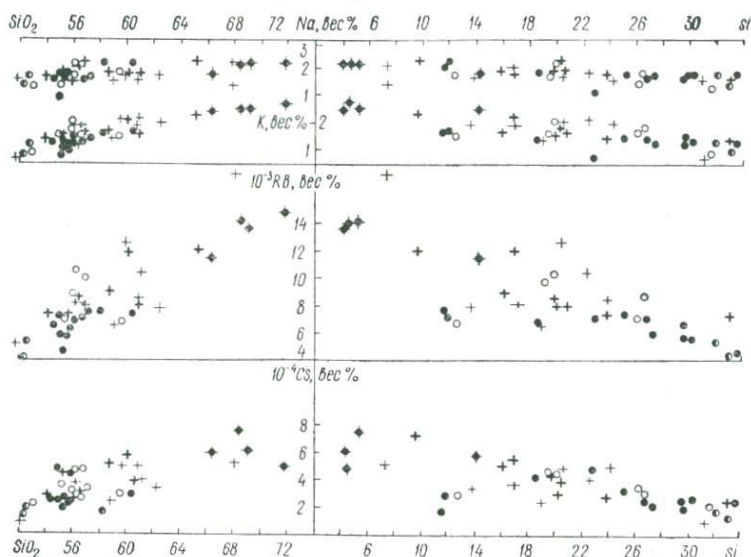


Рис. 18. Вариационные диаграммы (Na, K, Rb, Cs)— $\text{SiO}_2$  для вулканических пород массивов Анталовский, Поцричный, Сияк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 13.

При процессах кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, как известно, имеет место обогащение ранних более глубоких продуктов элементами ранних стадий кристаллизации. Нами исследовался характер изменения соотношений Cr/Ni, Ni/Co, Ni/MgO, V/Mn, Ti/Mn, Cr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при возрастании кремнекислотности ( $\text{SiO}_2$ ) и индекса кристаллизации (*si*) пород (табл. 19). Слабое возрастание, когерентное изменению  $\text{SiO}_2$ , обнаруживается только для Co/MgO. Отношения Ti/Mn и Cr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> уменьшаются с ростом кислотности вулканитов. Изменение Cr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> довольно тесно (с малой дисперсией), но с небольшим градиентом связано с *si*, для Ti/Mn такая связь не обнаруживается. На всех диаграммах для гранатсодержащих липарито-дацитов наблюдается отрыв по линии общего тренда в отдельную группу, к ним часто примыкают экструзивные андезито-дациты основания второго вулканического комплекса. Для отдельных объектов андезито-базальтового состава колебания Ti/Mn значительны, и связь с изменением  $\text{SiO}_2$  и *si* проявляется

лишь статистически, что, вероятно, объясняется влиянием локальных условий становления очагов, наличием многочисленных малых камер.

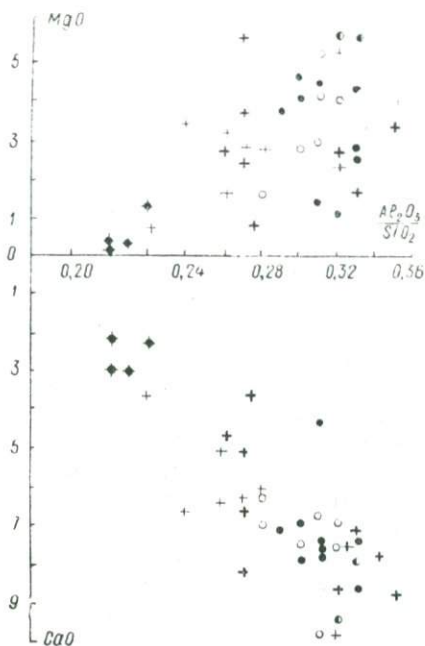
*Группа R.* Элементы-примеси этой группы варьируют довольно слабо. Повышение кислотности вулканитов в пределах 18% не сказывается на изменении уровня концентраций Mo, Y. Повышение содержаний Zr и Sn в гранатсодержащих липарито-дацитах третьей эруптивной фазы и в экструзивных дацитах гор Острая и Бердо, видимо, связано с наличием в этих породах граната — минеральной структуры благоприятной для вхождения этих элементов.

*Группа C.* Содержания меди в исследуемых эффузивах колеблются незакономерно. Распределение свинца довольно сложно: обеднены им наиболее основные представители разреза вулканических массивов Синяк и Борлиов Дил — базальт — андезит-базальты р. Ламованья и вершины г. Плишка, для андезито-базальт — андезитов колебания концентраций неравномерны, а в гранатсодержащих липарито-дацитах третьей фазы и дацитах экструзий гор Острая и Бердо наблюдается резкое повышение концентраций. Для цинка отмечается статистически тенденция к убыванию с ростом  $\text{SiO}_2$  в образованиях андезито-базальт — андезит — андезито-дацитового состава и повышение в гранатсодержащих липарито-дацитах с тенденцией к уменьшению с увеличением  $\text{SiO}_2$  внутри ряда (рис. 17). Какой-либо связи между изменениями концентраций Cu, Pb, Zn и индексом кристаллизации Куно не обнаруживается.

*Группа A.* Для щелочных элементов характерно в общем монотонное возрастание с увеличением кислотности исследуемых вулканитов и убывание с ростом индекса  $si$ . Градиент изменения концентраций минимальный для Na и максимальный для Rb, Li. Дисперсии вблизи фиксируемой линии главной тенденции для редких щелочных элементов очень велики, особенно для Li. Гранатсодержащие липарито-дациты и дациты экструзий гор Острая и Бердо отделяются на графиках повышенными значениями Li, Rb, Cs. Отношение K/Rb слабо колеблется в ряду возрастания  $\text{SiO}_2$  и  $si$  вулканитов, а Mg/Li с относительно небольшой дисперсией растет в соответствии с ростом  $si$  и убывает с ростом кислотности пород (рис. 18).

На приведенных диаграммах более тесно группируются вулканические породы четвертой эруптивной фазы, что подтверждает их петрохимическую и геохимическую однородность. Кроме того, независимо от принадлежности к той или иной из выделяемых на территории вулканических фаз или комплексов, по поведению элементов-примесей различных геохимических групп выделяются три группы вулканитов: базальт — андезито-базальты, андезито-базальт — андезиты и дациты. Отличия между ними устанавливаются по степени рассеяния элементов-примесей и по отрыву в значениях  $\text{SiO}_2$  и  $si$ .

На диаграмме Мурата (рис. 19) проявляется зависимость CaO и  $Al_2O_3/SiO_2$ , т. е. скоординированное изменение состава плагиоклазов и пироксенов, для зависимости  $MgO—Al_2O_3/SiO_2$  дисперсия значительнее. На обоих полях диаграммы обособляются ареалы распространения дацитов и андезито-базальт — андезитов. Обращает на себя внимание тот факт, что изменение состава плагиоклазов и пироксенов у основного конца исследуемой серии вулканитов происходит не пропорционально, и осредняющие кривые выуклостью от оси  $Al_2O_3/SiO_2$ , т. е. состав пироксенов продолжает направленно меняться, а состав плагиоклазов стабилизируется.



На диаграмме Уэджера и Дири ( $Fe_2O_3 + FeO$ ) —  $MgO — (Na_2O + K_2O)$  (рис. 20) фигуративные точки неогеновых лав вулканических массивов Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Рис. 19. Диаграмма Мурата  $CaO—Al_2O_3/SiO_2—MgO$  для вулканических пород массивов Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора.

няк и Борлиов Дил располагаются в пределах поля гиперстеновой серии лав X. Куно. Единичные точки (андезито-базальты левого борта р. Матекова, андезиты г. Обавский Камень) ложатся в поле пижонитовой серии. Крайнее левое положение у щелочного края серии занимают гранатсодержащие липарито-дациты и липариты гор Острая и Бердо.

### Вулканические породы г. Бужора

Данные о химическом составе и распределении элементов-примесей в базальт — андезито-базальтовых лавах, слагающих массив г. Бужора, приведены в табл. 15—19 и на диаграммах.

Лавы обеих толщ массива г. Бужора петрохимически близки и относятся к сильному известково-щелочному тихоокеанскому типу ( $\sigma=1,05—1,70$ ). Фигуративные точки лав ложатся на линию Пеле на обоих полях диаграммы Заварицкого. Породы слабо окислены (к. о. = 0,26—0,28). Колебания петрохимических

характеристик соответствуют особенностям их состава. Нижняя толща лав представлена базальтами, верхняя — базальтами и андезито-базальтами. Базальты нижней толщи являются относительно менее щелочными и железистыми, более магнезиальными, в связи с чем они характеризуются минимальным соотношением  $Al_2O_3/MgO$ ,  $K_2O/Na_2O$ , наибольшими значениями параметров  $si$  и  $CI$  (табл. 16). В андезито-базальтах верхней толщи

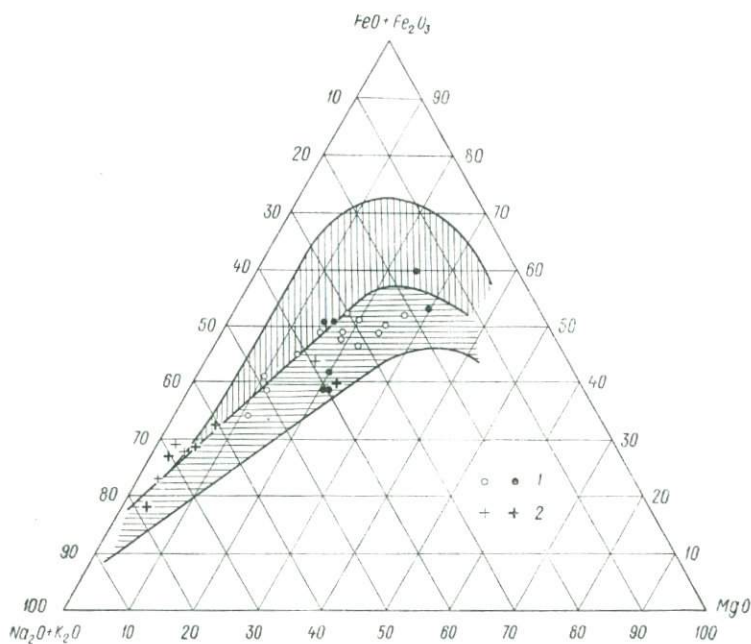


Рис. 20. Диаграмма Уэджера и Дири ( $Fe_2O_3+FeO$ )— $MgO$ —( $Na_2O+K_2O$ ) для вулканических пород массивов Анталовский, Попричный, Синяк, Борлиов Дил и г. Бужора.

Вертикальная штриховка — поле афировых пород пижонитовой серии, горизонтальная — породы гиперстеновой серии.  
Условные обозначения такие же, как и на рис. 13.

повышается щелочность, железистость, заметно снижается магнезиальность. Рассматриваемые образования хорошо параллелизуются с андезито-базальтовыми лавами г. Толстая и с. Крива (III вулканический комплекс хребтов Великий Шоллес и Оаш). Особенности химизма лав г. Бужора относительно средних составов известково-щелочных вулканитов [66] является значительное понижение содержаний  $MgO$  и  $Na_2O$  и повышение  $K_2O$ , в меньшей степени —  $Al_2O_3$ .

Особенности общего химизма лав г. Бужора наследуются и в распределении элементов-примесей: обеднение  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ , обогащение  $Pb$  (в 2 раза относительно кларка [12], и в 3,5—4 раза

относительно среднего значения Тейлора) и элементами-спутниками К (Rb, Li). Распределение концентраций элементов-примесей в пределах выборок достаточно однородно. Вариации концентраций в большинстве случаев не превышают 20%, максимальные дисперсии характерны для свинца (табл. 18). Базальты, отобранные по руч. Синянка, по уровню содержаний и соотношениям примесей групп *F*, *R*, *A* очень близки. В андезито-базальтах вершины г. Бужора («верхняя толща») уменьшаются содержания примесей группы *F* и повышается уровень концентраций редких щелочных компонентов. По соотношениям же примесных элементов (Sr/Ni, Ni/Co, Ti/Mn, K/Rb) подтверждается генетическое единство этих образований. На диаграмме (рис. 20) все фигуративные точки базальт — андезито-базальтовых лав массива г. Бужора располагаются в поле гиперстеновой серии вулканитов X. Куно.

Итак, можно подчеркнуть следующие особенности петрогеохимии миоплиоценовых вулканических образований Ужгород-Перечинского (западного) и Мукачево-Сваляевского (центрального) участков Выгорлат-Гутинской гряды:

петрографически вулканические образования рассматриваемых районов представляют широкий ряд пород от липаритов и липарито-дацитов до базальтов;

для всех разностей свойственен известково-щелочной (предельный и сильный тихоокеанский тип) характер химизма, повышенная известковистость и глиноземистость (по Дели), обедненность закисным железом, магниезией, окисью титана и натрия, а также элементами-примесями группы *F* и повышение содержаний некоторых редких (Sn, U, Mo), цветных и щелочных элементов (Li, Rb, Cs, слабее, K) по сравнению со средними данными по [66];

в целом отмечается боуэновский тренд в изменении главных породообразующих окислов: линейность петрохимических трендов щелочности (*alk*), извести, суммы окислов железа, магниезии в ряду возрастания кислотности;

отчетливо проявлена тенденция к уменьшению индекса кристаллизации Куно (*si*) при повышении кислотности пород и отсутствию таковой для сериального индекса Ритмана ( $\sigma$ );

для вулканических пород характерно повышение железистости в ряду возрастания кислотности и узкий диапазон изменения магниезиальности ( $MgO/FeO$ );

данные для главных петрогенных и примесных элементов при нанесении на диаграммы  $f(SiO_2)$ ,  $f(si)$  показывают значительный разброс, причем выделяются три группы пород: базальт — андезито-базальты, андезито-базальт — андезиты, дацит — липарито-дациты; гранатсодержащие липарито-дациты третьей эруптивной фазы и дациты экструзивных куполов четвертой и пятой фаз отличаются повышенными концентрациями Zr, Sn, Zn;

во времени не происходит направленного изменения химизма продуктов извержения: лавы одинаковой степени дифференцированности (по  $Si$ ) разных эруптивных фаз петрохимически и геохимически сходны;

андезиты г. Маковица, относившиеся некоторыми исследователями к бужорской свите [18], по всем петрохимическим характеристикам попадают в поле андезито-базальт — андезитов первого и второго вулканических комплексов.

## **Вулканические массивы хребтов Великий Шоллес и Оаш**

Лавовые и экструзивные образования вулканических пород четвертой и пятой эруптивных фаз в пределах хребтов Великий Шоллес и Оаш относятся к известково-щелочному сильному и среднему тихоокеанскому типу. Серийный индекс Риттмана для них колеблется от 0,59 (оливиновые базальты руч. Холт) до 1,34—1,8 (андезито-базальт — андезитовые лавы) и 1,8—2,1 (экструзии андезитов и андезито-дацитов). Известково-щелочной индекс Пикока составляет 59, а индекс Куно — 15 при колебаниях  $CaO$  от 1 до 10%. По классификации Ф. Ю Левинсон-Лессинга лавы первого вулканического комплекса (четвертая эруптивная фаза) представлены базальт — андезито-базальт — андезитами, экструзивные тела этого комплекса — андезито-базальт — андезит — андезито-дацитами, второго вулканического комплекса — липарито-дацитами (пятая эруптивная фаза, первая стадия), и лавы третьего вулканического комплекса (вторая стадия пятой фазы) — андезито-базальт — андезитами. Химический состав и петрохимические характеристики рассматриваемых пород приведены в табл. 20, 21 и на рис. 21—23.

Как и для других районов Выгорлат-Гутинской гряды, для базальт — липарито-дацитов серии вулканитов хребтов Великий Шоллес и Оаш характерно направленное убывание индекса кристаллизации Куно с ростом кремнекислотности при отсутствии закономерности в колебаниях серийного индекса Риттмана (рис. 23). Значение суммы Стейнера колеблется в общем в небольших пределах (табл. 21), более широкие вариации параметра характерны для образований первого комплекса, в основном, за счет повышения глиноземистости некоторых разностей (андезиты г. Висельная и ручьев Нирош и Вар).

На плоскости ASB диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 21) ареал распространения фигуративных точек вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш представляет узкую полосу между вариационными линиями Пеле и Лассен-Пик. Наиболее известковистые и магнезиальные оливиновые базальты руч. Холт (хр. Оаш) располагаются в нижней части диаграммы на линии Пеле. Максимальная щелочность характерна для экструзивных

Таблица 20. Химический состав пород вулканических массивов Великий Шоллес

Район	Фаза вулканизма	Объект исследования	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO		
хр. Великий Шоллес	V	2	50	56,79	0,63	19,96	3,35	2,69	
			51	70,81	0,20	15,38	1,80	0,49	
		1	52	70,33	0,26	14,78	1,98	1,08	
	53		69,30	0,23	14,23	1,68	1,35		
	IV	54	53,78	0,90	19,41	4,51	3,77		
		55	56,39	0,76	19,46	3,37	3,78		
		56	66,23	0,44	15,75	2,73	1,62		
		57	61,49	0,54	18,50	3,58	1,62		
		58	60,16	0,51	19,05	1,78	3,10		
		59	61,89	0,59	16,54	3,48	2,98		
		60	52,52	0,65	20,51	3,17	4,40		
		61	57,38	0,77	18,32	3,94	3,50		
		62	55,75	0,87	18,13	5,20	3,23		
		63	55,18	0,86	17,99	3,28	5,12		
		64	51,93	0,83	18,89	3,95	5,52		
		65	57,79	0,83	17,09	4,99	2,87		
		66	57,52	0,81	17,81	3,67	3,68		
	хр. Оаш	V	2	67	60,00	0,66	16,97	1,78	3,95
				68	70,94	0,24	15,33	1,12	0,54
1			69	70,05	0,27	14,42	2,13	0,63	
			70	67,13	0,41	15,33	3,11	0,67	
			71	70,45	0,27	14,78	1,61	0,18	
IV		72	61,14	0,59	16,90	1,91	3,50		
		73	60,53	0,59	16,35	1,62	4,85		
		74	61,55	0,65	16,53	2,29	3,86		
		75	49,54	0,66	19,14	2,24	7,45		
		76 <sup>b</sup>	51,00	0,72	20,53	4,50	4,04		
		76 <sup>a</sup>	61,04	0,65	16,90	5,19	2,02		
		77	55,48	0,92	19,62	4,12	3,14		

Примечание. Нумерация объектов исследований соответствует таковой

липарито-дацитов пятой эруптивной фазы. Для всех векторов пород андезито-базальт — андезитового ряда характерен правый наклон, а появление среди липарито-дацитов разностей, пересыщенных глиноземом, фиксируется левым наклоном векторов фигуративных точек.

На плоскости CSB векторы базальт — андезитов группируются вокруг вариационной линии Пеле со значительным разбросом по обе стороны от нее, векторы андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов располагаются в полосе между линиями Пеле и Лассен-Пик. Крутизна векторов уменьшается при переходе от андезито-базальт — андезитовых к андезито-дацитовым

и Оаш, вес. %.

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п. п. п.	Σ
0,01	2,18	7,08	3,44	1,90	0,20	0,88	0,55	99,56
сл	0,26	1,95	3,44	3,82	0,04	0,70	0,90	99,79
0,01	0,22	2,34	3,32	3,82	0,07	0,66	0,66	99,53
0,01	0,45	2,65	3,24	3,96	0,07	0,76	1,55	99,48
0,04	2,70	7,80	3,34	1,40	0,26	1,07	0,65	99,63
0,06	2,16	7,27	3,29	1,90	0,26	0,77	0,76	99,70
0,02	1,35	3,47	3,62	3,18	0,13	0,65	0,61	99,81
0,01	1,25	5,64	3,80	2,30	0,13	0,65	0,49	100,05
0,02	1,45	6,21	3,70	2,40	0,19	0,16	1,14	99,87
0,11	1,90	5,14	3,40	2,52	0,22	0,81	0,81	100,39
0,05	3,63	9,25	2,58	1,20	0,22	0,79	0,65	99,62
0,02	2,91	6,21	2,96	2,20	0,19	1,01	0,83	100,24
0,02	3,22	6,76	2,80	1,90	0,19	1,19	0,99	100,25
0,05	4,13	7,43	2,64	1,90	0,16	0,95	0,84	100,53
0,07	4,84	7,99	2,58	1,20	0,41	1,19	0,77	100,17
0,02	2,92	6,03	2,94	2,20	0,60	1,23	1,02	100,53
0,06	3,43	6,45	2,94	2,00	0,42	0,82	0,72	100,33
0,04	3,14	6,39	2,50	2,96	0,21	0,38	1,54	100,52
сл	0,34	2,03	3,32	3,82	0,08	0,95	0,98	99,69
0,02	0,23	2,33	3,30	3,82	0,11	0,99	2,08	100,38
0,01	0,78	3,43	3,60	3,28	0,15	1,17	0,65	99,72
0,01	0,56	2,03	3,14	3,96	0,08	1,57	1,10	99,74
0,08	2,91	5,61	2,72	2,80	0,16	0,66	1,25	100,23
0,07	3,03	5,45	2,90	2,60	0,15	0,68	1,06	99,88
0,06	2,91	4,99	2,82	2,76	0,15	0,81	0,81	100,19
0,20	4,96	10,28	2,16	1,00	0,16	0,30	2,40	100,48
0,06	3,47	10,13	2,18	1,00	0,19	1,34	1,31	100,47
0,05	2,13	4,83	2,82	2,10	0,15	1,44	1,20	100,52
0,07	2,24	7,64	3,08	1,80	0,26	1,07	0,78	100,22

в табл. 7.

и липарито-дацитовым разностям вулканитов в соответствии с увеличением роли калия в них.

Гомодромность изменения составов вулканических продуктов четвертой и пятой эруптивных фаз нарушается извержениями наиболее молодых лав андезито-базальтов г. Толстая (хр. Великий Шоллес) и андезитов с. Крива (хр. Оаш), по значениям петрохимических характеристик близких к лавам оснований вулканических разрезов.

Общий химический состав вулканитов приближается к среднему составу соответствующих типов пород (по Р. О. Дели). Отличительной особенностью рассматриваемых пород является

Таблица 21. Петрохимические характеристики вулканических пород массивов

Район	Фаза, стадия вулканизма	Объект исследования	SF= $\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$K_2O = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	$\frac{MgO}{FeO}$	$\frac{100 TiO_2}{Fe_2O_3+FeO}$	$alk = \frac{Na_2O+K_2O}{FeO}$		
хр. Великий Шоллес	V	2	50	6,04	0,73	0,55	0,81	10,4	5,34	
		1	51	2,29	0,90	0,79	0,53	8,7	7,26	
			52	3,06	0,93	0,65	0,20	8,5	7,14	
			53	3,03	0,87	0,55	0,33	7,6	7,20	
			54	8,28	0,76	0,54	0,72	10,8	4,74	
	55	7,15	0,77	0,47	0,57	10,6	5,19			
	56	4,35	0,76	0,63	0,83	10,1	6,80			
	57	5,2	0,81	0,69	0,77	10,4	6,10			
	58	4,88	0,77	0,37	0,47	10,4	6,10			
	59	6,46	0,77	0,54	0,64	9,1	5,92			
	60	7,57	0,67	0,42	0,83	8,6	3,78			
	61	7,44	0,72	0,53	0,83	10,3	5,16			
	62	8,43	0,72	0,62	1,0	10,3	4,70			
	63	8,40	0,67	0,39	0,81	10,2	4,54			
	64	9,47	0,66	0,42	0,88	8,75	3,78			
	65	7,86	0,73	0,64	1,02	10,6	5,14			
	66	7,35	0,68	0,50	0,93	11,0	4,94			
	хр. Оаш	V	2	67	5,73	0,65	0,31	0,79	11,50	5,46
			1	68	1,66	0,83	0,67	0,63	14,43	7,14
				69	2,76	0,92	0,77	0,37	9,80	7,12
70				3,78	0,83	0,82	1,16	10,83	6,88	
71				1,79	0,76	0,90	3,11	15,09	7,10	
IV		72	5,41	0,65	0,35	0,83	10,90	5,52		
		73	5,47	0,64	0,30	0,62	9,12	5,50		
		74	6,15	0,68	0,37	0,75	10,56	5,58		
		75	9,69	0,66	0,23	0,67	6,76	3,16		
		76 <sup>б</sup>	8,54	0,71	0,53	0,86	8,44	2,18		
		76 <sup>а</sup>	7,21	0,77	0,72	1,05	9,01	4,92		
		77	7,26	0,77	0,57	0,71	12,67	4,88		

Примечание. Нумерация объектов исследований соответствует таковой

Великий Шоллес и Оаш

$ag = \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	$alkal = \frac{Na_2O+K_2O+Al_2O_3}{FeO}$	$\sigma = \frac{(Na_2O+K_2O)_n}{SiO_2-43}$	$si = \frac{100 MgO}{Fe_2O_3+FeO+MgO+Na_2O+K_2O}$	$f = [(\frac{1}{3}Si+K)-(Ca+Mg)]$	$Cl = \Sigma(An+Di+For)$	$DI = \Sigma(Q+AB+Or)$	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$
0,27	25,3	2,07	16,1	11,6	38,3	52,3	0,35	9,2
0,47	22,6	1,90	2,7	15,2	10,1	84,9	0,22	59,1
0,48	21,9	1,87	2,1	14,7	11,7	83,4	0,21	67,0
0,51	21,4	1,97	4,2	14,0	20,9	81,8	0,21	31,7
0,24	24,2	2,09	17,2	8,83	40,8	45,8	0,36	7,20
0,27	24,6	2,01	14,9	11,3	37,6	50,6	0,35	9,01
0,43	22,6	2,0	10,8	20,4	19,1	74,4	0,24	11,52
0,33	24,60	2,01	10,0	15,9	29,4	63,4	0,30	14,8
0,32	25,15	2,16	11,7	14,8	31,6	59,6	0,32	13,1
0,36	22,4	1,85	13,3	16,1	26,7	63,2	0,27	8,70
0,18	24,3	1,50	24,2	5,83	49,5	36,5	0,39	5,65
0,28	23,5	1,78	18,8	12,2	35,2	52,6	0,32	6,3
0,26	22,8	1,73	19,7	10,5	38,4	49,5	0,33	5,64
0,25	22,5	1,69	24,2	8,7	41,1	43,5	0,33	4,36
0,20	22,7	1,60	26,8	5,7	46,0	36,5	0,36	3,9
0,30	22,2	1,72	18,3	12,5	31,6	55,6	0,30	5,86
0,28	22,8	1,68	21,9	11,4	35,6	51,2	0,31	5,20
0,32	22,43	1,76	21,9	13,43	33,71	54,45	0,28	5,4
0,47	22,47	1,77	3,7	25,10	10,39	85,15	0,23	45,1
0,49	21,54	1,88	2,3	24,61	11,61	83,98	0,21	62,7
0,45	22,21	1,96	6,8	21,45	17,73	70,99	0,23	19,6
0,48	21,88	1,83	5,9	24,85	19,64	84,68	0,21	26,4
0,33	22,42	1,68	21,0	14,66	31,65	57,63	0,28	5,8
0,34	21,85	1,72	21,6	14,30	30,74	56,09	0,27	5,45
0,34	22,11	1,68	19,9	16,38	29,26	59,03	0,27	5,68
0,16	22,30	1,53	29,9	2,27	52,63	26,15	0,39	3,86
0,11	22,71	0,59	24,4	4,40	52,94	33,91	0,40	5,32
0,29	21,82	1,34	14,9	15,49	27,33	51,08	0,28	7,94
0,25	24,50	1,92	15,5	10,41	39,78	49,12	0,35	8,76

в табл. 7.

повышенное K/Na, что определяется пониженным содержанием натрия в андезитах.

Изменение основных породообразующих окислов когерентно изменению кремнекислотности пород: содержания суммы окислов железа, магнелии, извести, глинозема монотонно убывают, а щелочность возрастает (рис. 22). Хорошо согласуется поведение породообразующих характеристик со степенью фракционирования

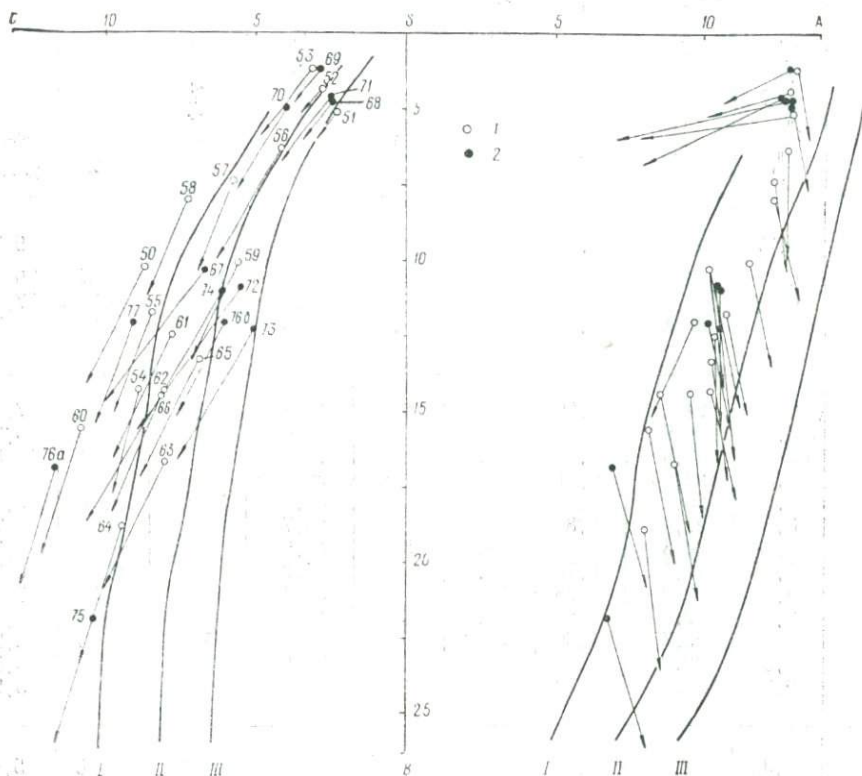


Рис. 21. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для вулканических пород хребтов Великий Шоллес (I) и Оаш (II).

Нумерация фигуративных точек соответствует номерам объектов исследований в табл. 7.

рованности пород (рис. 22). При этом лавовые образования первого комплекса (четвертой эруптивной фазы) хр. Великий Шоллес при одной и той же степени фракционирования менее глиноземисты и известковисты, чем комагматичные им экстрезии. В обеих сериях пород (хребты Великий Шоллес и Оаш) градиент изменения суммы окислов железа выше, чем магния. Этот факт обуславливает и крутое возрастание коэффициента железистости  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  в последовательных ассоциациях пород. Магнезиальность же ( $\text{MgO}/\text{FeO}$ )

практически не меняется при переходе от базальт — андезитобазальтовой к липарито-дацитовой ассоциации. Агпаитность ( $ag = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ ) возрастает монотонно и пропорционально увеличению кремнекислотности (табл. 21). Некоторые колебания значений отмечаются только для липарито-дацитов

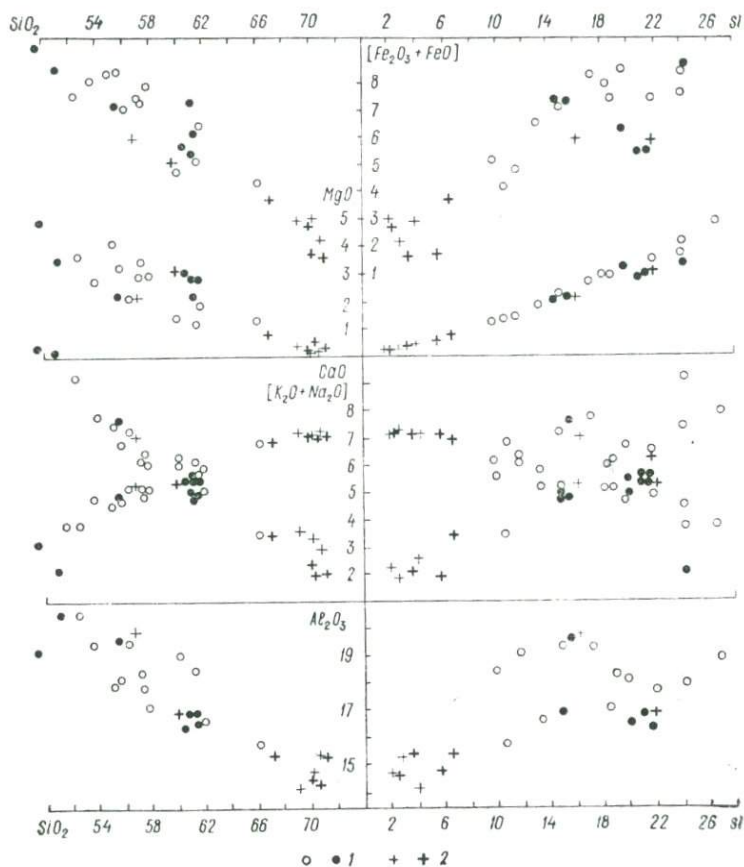
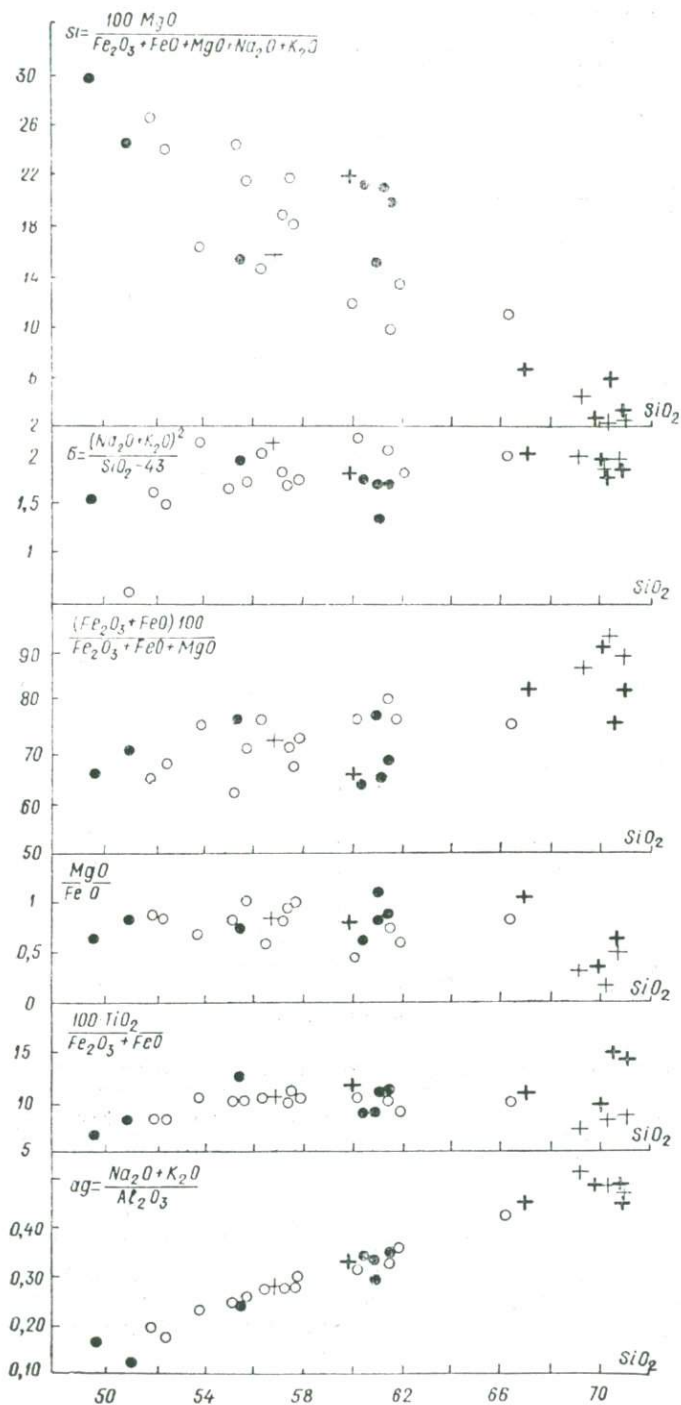


Рис. 22. Вариационная диаграмма породообразующих окислов для вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш: 1 — породы четвертой эруптивной фазы; 2 — породы пятой фазы (светлыми кружками и тонкими крестиками обозначены образования хр. Великий Шоллес, залитыми кружками и толстыми крестиками — хр. Оаш).

пятой эруптивной фазы (второй вулканический комплекс). Значения титанистости  $TiO_2 / (Fe_2O_3 + FeO)$  относительно увеличиваются для разностей андезитобазальт — андезитового состава и уменьшаются для базальт — андезитобазальтов и дацитов.

При сравнении нормативного и модального минералогических составов отмечается характерное и для других районов



гряды повышение основности минералов-вкрапленников против «нормы» (табл. 22).

Окисленность вулканитов второго комплекса (0,67—0,90) в целом же несколько выше, чем более ранних образований (табл. 21).

Значения функции Ноккольдса ( $f$ ), индексов кристаллизации ( $CI$ ) и дифференциации ( $DI$ ), характеризующих степень дифференцированности расплавов [84, 86], направленно убывают при переходе от базальт — андезито-базальт — андезитовой лавовой и андезитовой экструзивной ассоциации первого вулканического комплекса к липарито-дацитово-ассоциации экструзий второго комплекса, т. е. в первом приближении рисуется гомодромный тип дифференциации, выражающийся в возрастании кислотности, алкалитности, железистости последовательных продуктов извержения. Гомодромность развития вулканизма нарушается излияниями андезитовых лав третьего вулканического комплекса, по петрохимическим характеристикам полностью аналогичных андезитам первого комплекса. Необходимо отметить также, что наблюдаемое направленное изменение основных петрохимических характеристик ( $si$ ,  $f$ ,  $CI$ ,  $DI$ ,  $Al_2O_3/MgO$ ) при переходе от базальт — андезито-базальт — андезитовой к липарито-дацитово-ассоциации пород происходит не непрерывно, а с разрывом (табл. 21).

Распределению элементов-примесей различных геохимических групп в вулканитах хребтов Великий Шоллес и Оаш свойственны особенности, аналогичные наблюдавшимся ранее для вулканических образований хребтов Попричный, Анталовский, Синяк и Борлиов Дил — понижение содержаний  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  и щелочных элементов и слабое повышение примесей группы  $R$  и  $C$  (в последней группе значительное для  $Pb$ ) относительно кларковых значений для соответствующих типов пород [12] (табл. 23). Относительно известково-щелочного андезита Тейлора исследуемые вулканиты обогащены титаном, свинцом, рубидием, в меньшей степени, калием, литием, цезием, редкими элементами и глиноземом, обеднены  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Mn$ , а также закисным железом и натрием.

Базальты и андезито-базальты лавовых потоков четвертой эруптивной фазы. Распределение элементов-примесей группы  $F$  в лавах основания разреза хр. Великий Шоллес в целом довольно однородно. Дисперсии концентраций для отдельных объектов не превышают 20% (по коэффи-

---

Рис. 23. Изменение индекса кристаллизации Куно, сериального индекса Ритмана, магнизиальности, железистости, титанистости и щелочности при возрастании кислотности вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 22.



Таблица 23. Распределение элементов-примесей в вулканических породах мас-

Район	Фаза, стадия вулканизма		Объект исследования	F					
				Ti	Cr	Ni	Co	V	Mn
хр. Великий Шоллес	V	2	50	35,2	17,0	3,6	11	88	89
		1	51	14,4	6,4	—	—	11	22
			52	12,8	11,8	—	—	13	42
			53	13,7	8,5	—	—	13	30
	IV		54	85,6	15,1	5,0	15	166	130
			55	68,2	15,3	4,2	11	116	122
			56	22,8	12,8	3,2	10	41	6
			57	34,3	11,1	3,3	—	52	59
			58	28	17,7	—	—	66	83
			59	38,7	11,1	—	—	84	80
			60	58,4	23,4	4,6	15	218	108
			61	57,2	17,0	4,3	11	124	103
			62	69,7	23,5	5,8	15	187	115
			63	60,3	20,2	4,8	14	152	113
			64	55,4	26	6,5	19	212	142
			65	59,1	23,1	5,2	12	156	85
			66	70,5	23,5	5,8	11	198	80
		V	2	67	40,4	22,1	—	—	118
1	68		13,8	7,8	—	—	7	13	
	69		18,3	8,5	—	—	11	42	
	70		26,8	9,6	—	—	23	58	
	71		16,5	7,4	—	—	9	17	
хр. Оаш	V		72	42,2	21,0	4,2	—	116	35
			73	39,3	21,9	3,4	—	116	82
			74	42,4	20,2	4,5	10	120	84
			75	55,8	38,4	7,8	22	228	210
			76 <sup>b</sup>	55,2	29,8	6,4	17	203	141
			76 <sup>a</sup>	56,5	18,4	4,4	1	146	9
			77	67,0	26,1	6,2	16	257	135

Примечание. Концентрации химических элементов приведены в вес. %: (Cs)·10<sup>-4</sup>. Нумерация объектов исследований соответствует табл. 7.

для олова — 20—40%. Переход от базальт — андезито-базальтовых разностей к анзитовым фиксируется некоторым возрастанием концентраций циркония и урана и повышением уровня содержания редких Mo, Zr относительно Cr, Ti — распространенных высоковалентных элементов пород повышенной основности (табл. 23).

Колебания дисперсий содержаний примесных элементов группы C для различных объектов больше, чем других групп (8—60%).

сиров Великий Шоллес и Оаш

R					C				A		
Sn	Mo	Zr	Y	U	Cu	Pb	Zn	Ga	Li	Rb	Cs
1,4	2,2	10,9	1,7	1,65	4,3	17,7	5,6	1,2	15,8	7,12	2,1
2,6	2,3	35,7	1,5	4,63	2	31,1	6,4	1,5	22,4	16,8	4,7
4,0	2,4	32	1,5	4,48	4,2	36,1	5,6	1,5	24,5	17,0	6,8
3,6	2,8	42,2	1,8	3,81	4,1	33,2	5,6	1,5	42,9	17,6	10,9
4,5	2,5	17,1	2,8	2,2	10	31,6	12,2	1,4	12,4	4,40	1,7
2,0	2,3	14,3	2,4	1,85	6,2	19,3	8,9	1,3	16,3	5,99	2,2
1,5	2,3	15,1	1,47	3,52	4,4	19,0	4,9	1,0	30,9	12,6	3,6
1,4	2,2	16,3	2,2	2,18	4,1	18,8	5,6	1,1	12,8	9,07	2,3
2,9	2,2	11,8	1,6	1,2	7,3	29,6	6,8	1,2	20,3	7,98	3,9
1,8	2,3	14,7	1,9	3,1	4,8	19,7	6,9	1,1	15,2	10,5	3,4
1,7	2,2	13,0	1,2	1,47	4,8	13,7	6,8	1,4	7,8	3,82	1,1
1,7	2,7	21,6	2,5	2,56	4,5	19,5	6,9	1,3	20,9	8,68	2,0
2,1	2,6	15,9	2,4	2,5	4,9	20,2	8,1	1,4	13,9	6,47	0,97
2,7	2,5	18,2	2,5	2,45	7,4	25,5	10,4	1,3	19,0	7,25	1,6
2,6	2,4	15,0	2,2	2,52	7,2	19,4	8,0	1,5	12,6	4,15	1,3
2,4	2,8	18,7	2,5	2,65	5,5	29,7	6,9	1,4	21,6	9,0	2,9
2,1	2,6	13,0	2,4	2,3	4,4	33,1	7,4	1,4	17,2	7,89	3,6
1,7	2,5	12,6	1,8	2,18	4	22,3	5,7	1,2	18,0	11,3	5,7
3,3	2,1	33,6	1,5	3,79	4,0	33,7	5,1	1,4	25,3	14,8	5,8
3,8	2,5	36,6	1,6	3,21	4,1	33,6	6,1	1,5	25,6	15,8	6,0
4,0	3,1	37,1	1,7	3,50	4,2	30,56	6,6	1,6	28,3	13,6	5,1
3,8	2,0	39,4	1,5	5,10	4,6	31,8	5,4	1,4	20,2	16,0	5,8
2,8	2,3	14,5	2,1	2,45	6,6	28,9	6,6	1,3	22,1	11,2	6,0
1,8	2,2	12,87	1,8	2,42	4	25,4	6,7	1,1	22,8	10,6	3,6
2,4	2,2	15,3	2,0	2,97	5,1	29,1	6,1	1,1	24,0	11,2	3,2
2,4	2,8	12,0	2,1	1,10	6,4	15,30	8,7	1,4	5,62	35,3	1,7
2,0	2,4	11,95	2,0	1,15	5,3	12,6	7,3	2,6	6,2	32,6	1,8
1,5	2,3	12,2	2,1	2,35	4,3	11,6	5,9	1,1	15,0	8,83	4,9
2,4	2,5	12,4	2,2	2,15	5,1	20,2	7,6	1,4	7,83	4,22	2,1

Ti·10<sup>-2</sup>; (Mn, Zr, Y, Cu, Zn, Ga, Rb)·10<sup>-3</sup>; (Cr, Ni, Co, V, Sn, Mo, U, Pb, Li,

Базальты основания разреза по ручьям Быстрый и Холт характеризуются самыми низкими содержаниями щелочных элементов (табл. 23, 24). В андезито-базальт — андезитах содержания их несколько повышаются и для отдельных объектов колеблются незначительно. Соотношения K/Na и K/Rb отражают эту закономерность.

Андезито-дациты и дациты экструзивных куполов. Изменения содержаний примесных элементов в экструзивных комплексах согласуются с изменением их общего хими-

Таблица 24. Коэффициенты пропорциональности химических элементов в вул-

Район	Фаза, стадия вулканизма		Объект исследований	Ti	Cr	10·V	10 <sup>4</sup> ·Cr	
				Mn	V	Mn	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
хр. Великий Шоллес	V	2	50	3,94	0,19	0,99	0,85	
			51	6,37	0,55	0,52	0,42	
		1	52	3,06	0,90	0,31	0,80	
			53	4,54	0,62	0,45	0,60	
	IV			54	6,59	0,09	1,27	0,78
				55	5,6	0,12	0,95	0,78
				56	3,74	0,31	0,68	0,81
				57	5,75	0,21	0,87	0,60
				58	3,36	0,27	0,79	0,93
				59	4,82	0,13	1,05	0,67
				60	5,40	0,10	2,02	1,14
				61	5,53	0,14	1,20	0,93
				62	6,07	0,12	1,29	1,29
				63	5,33	0,13	1,34	1,12
				64	3,90	0,12	1,50	1,38
				65	6,95	0,14	1,83	1,35
			66	8,78	0,12	2,46	1,32	
	хр. Оаш	V	2	67	4,7	0,18	1,38	1,3
				68	10,7	1,10	0,55	0,51
			1	69	4,35	0,76	0,27	0,59
70				5,08	0,41	0,45	0,63	
71				9,5	0,80	0,53	0,50	
IV				72	5,65	0,18	1,55	1,24
				73	4,77	0,19	1,42	1,34
				74	5,01	0,17	1,42	1,22
				75	2,56	0,17	1,09	2,00
				76 <sup>b</sup>	3,90	0,15	1,43	1,45
				76 <sup>a</sup>	6,25	0,12	1,67	1,09
				77	4,96	0,10	1,90	1,33

Примечание. Нумерация объектов исследований соответствует табл. 7.

ческого состава. Большой диапазон изменения концентраций характерен для элементов-примесей групп F и C, способных к замещению основных породообразующих компонентов пород. Относительно повышены их содержания в андезитах г. Висельная, ручьев Нирош, Вар, Батар и Майдан (табл. 23).

По сравнению с лавовыми образованиями комплекса в экстрюзиях понижается роль тугоплавких элементов-примесей: в среднем в них ниже значения отношений Zn/Ni, Cr/Ni, V/Mn, Cr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и выше Co/MgO. Уровень концентраций редких элемен-

канических породах массивов Великий Шоллес и Оаш

Zr	10 <sup>2</sup> ·Zr	10·Zn	10·Pb	K	K	Mg	Rb
10·Mo	Ti	Mn	Zn	Na	Rb	Li	Cs
5,0	3,1	0,63	3,20	0,63	212	829	34
0,42	24,7	2,83	4,9	1,23	174	71,5	36
13,3	25,0	1,34	6,4	1,28	185	53	25
15,1	30,8	1,85	5,9	1,29	181	63	16
6,8	2,8	0,94	2,6	0,44	241	1306	25
6,1	2,1	0,73	2,2	0,55	227	798	27
6,6	6,62	0,81	3,90	0,92	194	262	35
7,4	4,75	0,94	3,4	0,72	215	586	39
5,2	4,22	0,82	4,3	0,69	230	429	20,4
6,4	3,80	0,86	2,9	0,83	200	750	31
5,9	2,23	0,63	2,00	0,52	287	2800	35
8,0	3,78	0,67	2,8	0,82	213	838	43,4
6,1	2,28	0,71	2,5	0,76	229	1388	66
7,1	3,02	0,92	2,5	0,74	203	1310	45
6,1	2,72	0,56	2,4	0,52	236	2300	32
6,7	3,17	0,81	4,3	0,80	189	810	31
5,0	1,84	0,92	4,5	0,75	208	1196	22
5,1	3,12	0,67	3,9	1,20	196	1043	19,8
15,9	24,3	3,95	6,6	1,29	205	79	25
14,6	20,0	1,45	5,5	1,26	192	55	26
11,9	13,85	1,25	4,6	0,99	196	166	27
19,1	23,8	3,10	5,9	1,16	184	168	28
6,3	3,44	0,88	4,4	1,13	204	787	19
5,9	3,27	0,82	3,8	1,0	205	798	29
6,8	3,62	0,73	4,8	1,09	302	725	35
4,3	2,15	0,41	1,7	0,59	266	5300	26
4,8	2,16	0,52	1,7	0,52	252	3360	18
5,2	2,16	0,66	1,9	0,87	200	854	18
4,9	1,85	0,56	2,6	0,56	243	1712	21

тов в них слабо меняется и примерно соответствует тому же для базальт — андезито-базальт — андезитовых лав этого комплекса.

Заметного изменения содержаний редких щелочных элементов (группа A) в экстрюзивных образованиях не наблюдается. Небольшое по величине, но устойчивое повышение концентраций наблюдается только для Na, что обуславливает уменьшение K/Na-отношения в экстрюзиях ручьев Вар, Нирош и г. Висельной. Теснота связи Rb и K не меняется, поэтому отношение K/Rb остается практически постоянным для всех вулканитов комплекса как лавовых, так и экстрюзивных (табл. 24).

Липарито-дациты экструзивных куполов, андезито-базальты и андезиты лавовых потоков пятой эруптивной фазы. Липарито-дацитовые экструзии ручьев Порубище, Вар, куполов Саргеть и Королево по характеру распределения элементов-примесей близки. По сравнению с экструзивными образованиями первого вулканического

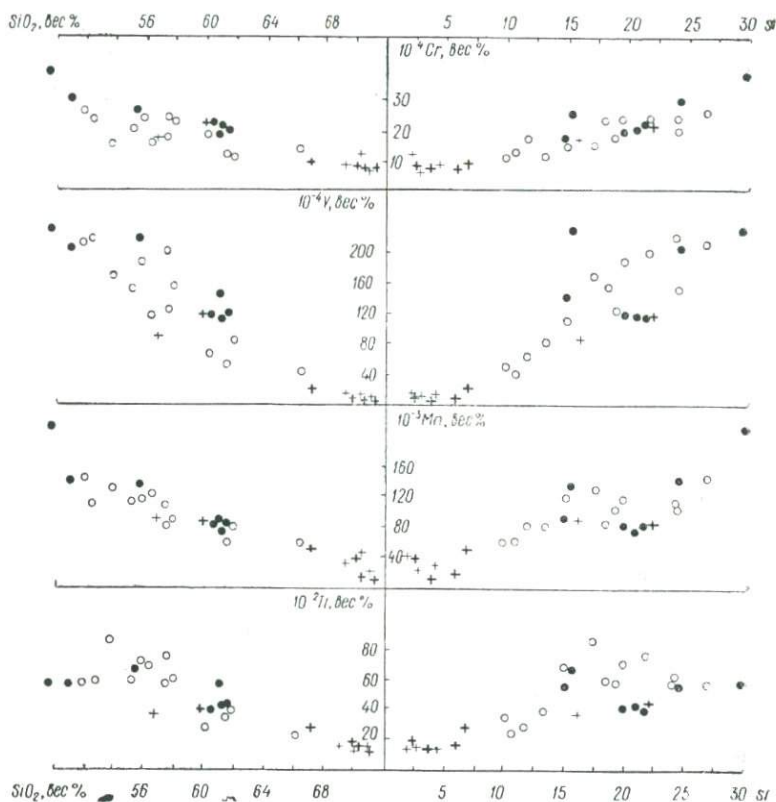


Рис. 24. Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ —(Cr, V, Mn, Ti)—*si* для вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 22.

комплекса в них значительно понижаются содержания Ti, V, Mn, менее интенсивно идет убывание Cr, Ni, Co. Из группы редких элементов заметно повышаются концентрации Zr и U (в то время как Mo, Y ведут себя в значительной степени индифферентно), из группы С—Pb, из щелочных — возрастает роль K и связанных с ним Rb и Cs, в меньшей степени — Li (табл. 23).

По соотношениям химических элементов экструзивные образования второго вулканического комплекса резко отличаются от ранее рассмотренных (табл. 24):  $\text{Cr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Mg}/\text{Li}$  — резко

убывают в результате закономерного снижения роли магнизиальных компонент, повышаются значения  $Mo/Cr$ ,  $Zr/Ti$ ,  $Zn/Mn$ ,  $Pb/Zn$ ,  $Zr/Mo$ ,  $K/Na$ , что отражает специфические геохимические черты исследуемых вулканитов, в первую очередь, обогащенность их  $Pb$ ,  $Zr$ ,  $K$ .

Андезито-базальты и андезиты, опробованные на вершине г. Толстая (хр. Великий Шоллес) и в районе с. Крива (хр. Оаш)

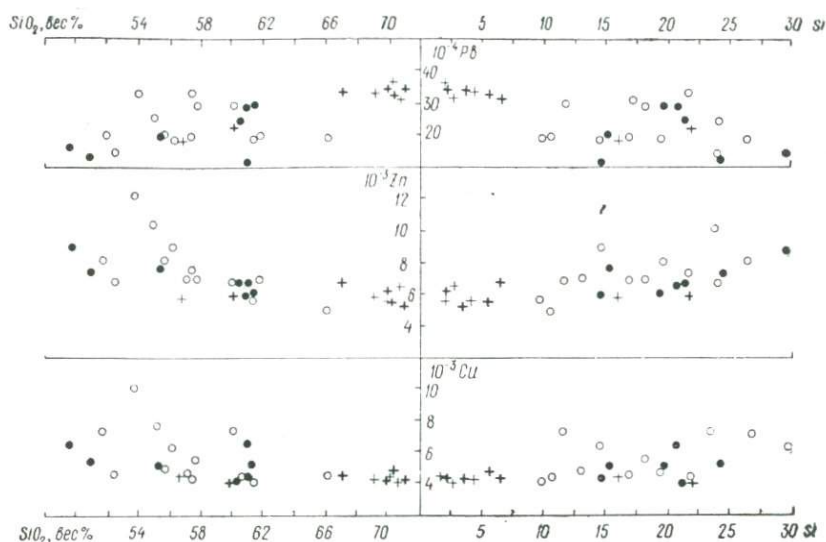


Рис. 25. Вариационные диаграммы  $SiO_2$ —( $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ )— $si$  для вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 22.

по спектральному составу, уровню концентраций и степени сопряженности геохимически близких элементов-примесей, полностью аналогичны петрографически однотипным разностям вулканитов первого вулканического комплекса.

На диаграммах (рис. 24—27) рассматривается поведение элементов-примесей при изменении кислотности ( $SiO_2$ ) и степени фракционирования ( $si$ ) вулканических образований.

Концентрации всех элементов группы  $F$  монотонно убывают с нарастанием кислотности и возрастают когерентно увеличению параметра  $si$ . Особенностью вулканитов района (как и ранее рассмотренных вулканитов Выгорлат-Гутинской гряды) является большая интенсивность изменения концентраций элементов, геохимически более тесно связанных с двухвалентным железом ( $V$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ ), по сравнению с геохимическими аналогами магния ( $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ). Дисперсии распределения концентраций возрастают для более основных базальт — андезито-базальтовых членов серии (рис. 24).

Повышение кислотности вулканитов (22 вес. %  $\text{SiO}_2$ ) между крайними членами ряда не сказывается на изменении уровня концентраций редких элементов, хотя именно они обычно концентрируются при процессах фракционной кристаллизации. Из-

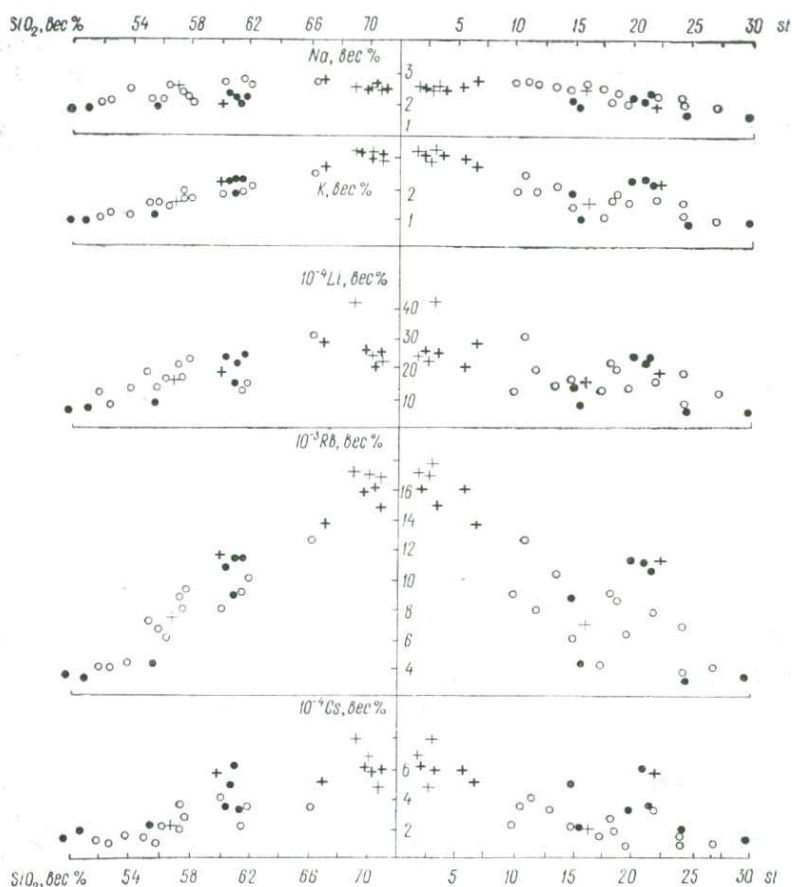


Рис. 26. Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ —(K, Na, Li, Rb, Cs)—*si* для вулканических пород хребтов Великий Шюллес и Оаш.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 22.

менение характера распределения Rb в ряду возрастания кислотности пород наблюдается плохо, несколько четче оно для Zn, Cu (убывание). Однако во всех случаях отмечается разрыв линий тренда при переходе к разностям липарито-дацитового состава (рис. 25).

Концентрации K, Li, Rb, Cs повышаются прямо пропорционально росту  $\text{SiO}_2$  и обратно пропорционально индексу *si*. Уровень концентраций Na практически не изменяется. Отношение

K/Rb в общем согласуется со средним значением этого параметра для изверженных пород (по Аренсу). Уменьшение Mg/Li идет более круто для основных членов серии (рис. 26, 27).

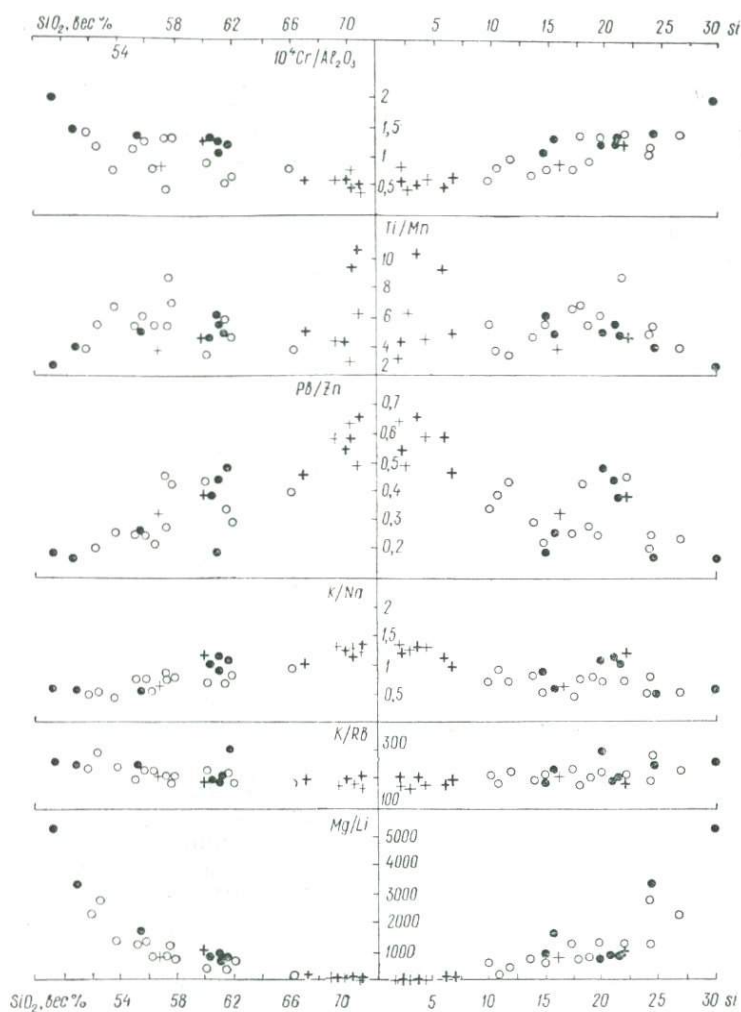


Рис. 27. Вариационные диаграммы SiO<sub>2</sub>—(Cr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ti/Mn, Pb/Zn, K/Na, K/Rb, Mg/Li)—si для вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 22.

По соотношениям геохимически близких элементов-примесей (табл. 24) ассоциации вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш очень близки. Для экструзивных андезитов ручьев Майдан, Холт, Батар, Вар, Нирош устанавливается повы-

шение роли редких щелочных и цветных химических элементов. Последнее является результатом вероятной дифференциации в магматических очагах в период относительного затишья, покоя в извержениях. Еще контрастнее эта тенденция проявляется для экструзий липарито-дацитов (купола Королево, Веряца, г. Саргеть, руч. Вар, Порубище) второго вулканического комплекса (табл. 23, 24, рис. 27).

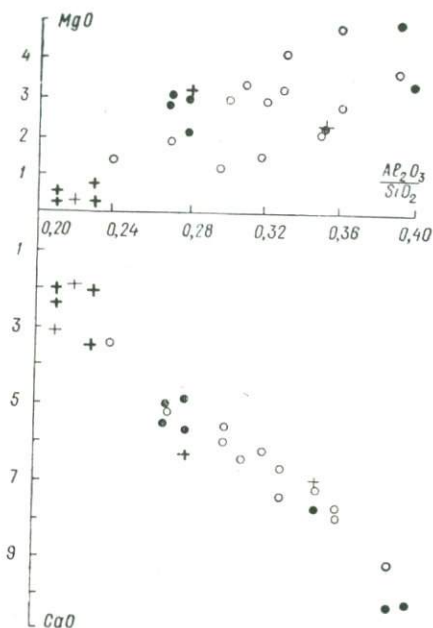


Рис. 28. Диаграмма К. Мурата  $CaO—Al_2O_3/SiO_2—MgO$  для вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш. Условные обозначения такие же, как и на рис. 22.

в плагиоклазах. В плоскости  $MgO—Al_2O_3/SiO_2$  диаграммы кучно обособливаются у основания координат липарито-дацитовые экструзии второго вулканического комплекса. Лавовые и экструзивные образования первого комплекса образуют отчетливо выраженную вилку, лавы располагаются по верхней ее дужке, а экструзии — по нижней, что свидетельствует о большей магнезиальности темноцветных минералов в лавах по сравнению с комагматичными им экструзиями при одном и том же составе плагиоклаза.

На диаграмме Уэджера и Дира [87] (рис. 29) лавовые образования четвертой и пятой эруптивных фаз располагаются в поле гиперстеновой серии пород, а экструзивные приближаются к полю пикронитовой серии. Липарито-дациты второго вулканического комплекса, наиболее щелочные и железистые в рассмат-

Андезиты третьего вулканического комплекса по распределению и сопряженности элементов-примесей, равно как и по петрохимическим параметрам, идентичны андезитам лавовых потоков и экструзий первого вулканического комплекса.

Генетическое единство рассмотренных вулканических образований района подтверждается также их положением на диаграммах (рис. 28, 29). На диаграмме К. Мурата (рис. 28) все вулканы хребтов Великий Шоллес и Оаш образуют единое семейство. В поле  $CaO—Al_2O_3/SiO_2$  они вытягиваются узкой непрерывной полосой, обнаруживая пропорциональное изменение  $Al_2O_3/SiO_2$  и известно, что свидетельствует о преимущественной связи последней в рассматриваемых породах

риваемой серии, занимают место в левом крайнем углу диаграммы.

Таким образом, плиоценовые вулканические породы в пределах хребтов Великий Шоллес и Оаш, приуроченных к зоне Хуст-Виноградовского глубинного разлома, формируют единую генетическую серию, что подтверждается общностью их петрохимических особенностей и геохимических характеристик. Мо-

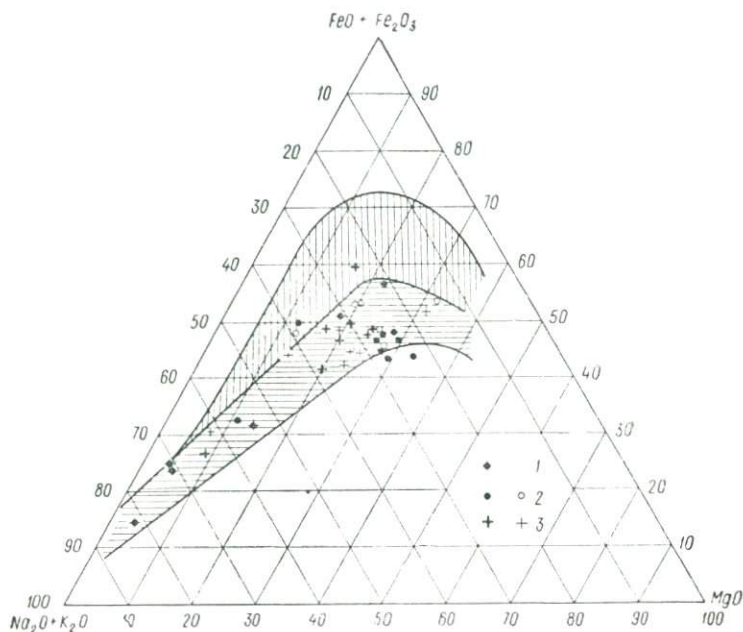


Рис. 29. Диаграмма Уэджера и Дири ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ )— $\text{MgO}$ —( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) для вулканических пород хребтов Великий Шоллес и Оаш: вертикальной штриховкой показано поле афировых пород пилжнитовой серии (по Купо); горизонтальной — поле афировых пород гиперстенной серии; 1 — вулканические породы четвертой эруптивной фазы в пределах хребтов Великий Шоллес (светлый кружок) и Оаш (затитый кружок); 2 — вулканические породы пятой эруптивной фазы хребтов Великий Шоллес (светлый крестик) и Оаш (жирный крестик).

жно предположить существенную роль процессов дифференциации в образовании ассоциаций вулканических пород, следствием чего является значительный диапазон изменения их кислотности (22%) и когерентный ему ход распределения концентраций основных породообразующих компонентов и элементов-примесей, соответствующий боуэнзовскому тренду.

Особенностями вулканитов данной серии следует считать их повышенную известковистость, глиноземистость, обеднение фермическими примесями группы магния — закисного железа и относительное повышение во всех членах серии содержания калия и связанных с ним Rb, Li, Cs, а также свинца, больший градиент

изменения концентраций элементов-примесей, связанных с двухвалентным железом.

Необходимо отметить аналогию наиболее молодых андезитобазальт — андезитовых лав пятой вулканической фазы («бужорская свита») и соответствующих по составу разностей четвертой фазы.

Липарито-дацитовые образования экструзивных фаций при наследовании общих особенностей химизма характеризуются рядом свойственных им черт — повышенной основностью вкрапленников, обогащением Zr, Pb, Zn. На диаграммах (рис. 24—27) они располагаются со значительным отрывом от ассоциации пород андезитобазальт — андезит — андезито-дацитового состава, что может рассматриваться как результат становления их в обособленных периферических очагах.

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

### Вулканические породы Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов

Липариты и перлиты экструзивных куполов Береговского холмогорья. Все разновидности вулканитов кислого состава Береговского холмогорья (липариты, перлиты и туфы) характеризуются заметными колебаниями физических характеристик (табл. 25), что определяется их структурно-текстурными особенностями и некоторыми тонкими вариациями состава. Наиболее высокий удельный вес у липаритов и липарито-перлитов, содержащих зерна темноцветных минералов (например, для липаритов Косинского массива с гиперстеном во вкрапленниках  $\bar{\delta}=2,551 \text{ г/см}^3$ ). Заметно понижен удельный вес перлитов г. Пеликан с хорошо выраженной витрофириковой структурой и туфов с витрокристаллокластической структурой, которые отличаются и наибольшими вариациями удельного веса. Вместе с тем для перлитов характерна незначительная пористость ( $\bar{m}_0=2,68\%$ ,  $\bar{m}_3=1,78\%$ ), а для туфов — высокая общая ( $\bar{m}_0=42,5\%$ ) и эффективная ( $\bar{m}_3=39,97\%$ ) пористость и более равномерное ее распределение. Это приводит к тому, что большинство физических характеристик, чувствительных к изменению текстурно-структурных особенностей горных пород, испытывают значительные, нередко разнонаправленные колебания. Последнее хорошо иллюстрируется на примере перлитов г. Пеликан, которые отличаются высокими значениями упругих модулей и скоростей упругих волн, что характерно для однородных вулканитов массивной текстуры и витрофириковой структуры [53]. Но их теплопроводность ( $\lambda=2,61^*$ ) несущественно отличается от таковой и липаритов г. Ардов (почти в шесть раз более пористых). Всем вулканитам присуща анизотропия скоростей продольных волн. Наблюдается заметная тенденция к росту коэффициента анизотропии и у липаритов экструзивных куполов. Характер анизотропии хорошо согласуется с флюиальностью текстур пород.

По магнитным свойствам (табл. 26) среди кислых вулканитов выделяются разновидности немагнитного [65] класса с  $\bar{\kappa} <$

\* Здесь и далее теплопроводность имеет размерность  $10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ .

Таблица 25. Физические свойства (плотностные, емкостные, упругие, тепловые) вулканогенных пород Береговского холмогорья (I) и цепи погребенных вулканов (II)

Физические параметры	I						II					
	1	2	3а	3б	4	5	6	7	8	9	10	11
Удельный вес, $г/см^3$	2,509	2,551	2,463	2,503	2,353	2,517	2,704	2,650	2,578	2,842	2,748	2,881
	1,0	2,0	1,7	1,4	2,8	1,4	0,9	1,3	1,0	0,9	1,3	0,8
Объемный вес, $г/см^3$	2,263	2,335	2,031	2,139	2,290	2,151	2,687	2,558	2,362	2,624	2,534	2,671
	5,2	3,6	5,7	3,5	1,5	3,7	8,5	2,6	3,2	2,1	2,7	2,5
Общая пористость, %	9,8	8,5	17,6	13,6	2,68	14,5	0,7	3,4	8,9	7,6	6,3	5,8
	46	37	21	26	34	23	58	51	64	25	53	48
Эффективная пористость, %	7,37	6,61	13,99	12,02	1,78	11,26	0,06	1,03	6,41	1,03	3,86	1,03
	67	47	37	23	82	42	54	65	112	88	63	100
Скорость продольных волн, $км/сек$	4,09	4,23	3,55	3,56	5,29	3,95	5,49	5,84	4,31	5,25	4,30	5,35
	9	9	8	6	6	4	7	5	10	9	11	12
Скорость поперечных волн, $км/сек$	2,61	2,57	2,21	2,15	3,05	2,36	3,22	3,45	2,60	3,17	2,64	3,20
	10	10	14	7	11	4	7	5	10	6	6	7
Модуль Юнга, $10^{11}$ $дин/см^2$	3,66	3,77	2,49	2,39	4,38	2,93	6,59	7,89	4,06	6,43	4,07	6,74
	22	20	29	13	18	11	15	9	26	17	16	20
Модуль сдвига, $10^{11}$ $дин/см^2$	1,55	1,56	0,95	1,00	1,77	1,2	2,67	3,20	2,51	2,56	1,76	2,76
	25	21	12	17	22	12	16	9	95	14	13	15
Коэффициент анизотропии продольных волн, %	4,5	3,50	2,5	3,71	2,8	3,1	1,6	3,7	2,5	3,3	5,7	1,3
	66	61	53	81	52	91	138	80	70	74	90	56
Теплопроводность, $10^{-3}$ $кал/см \cdot сек \cdot град$	3,72	3,26	2,69	2,74	2,61	3,34	3,34	3,14	3,16	3,49	3,30	3,65
	11	14	28	16	12	13	10	16	10	10	19	6
Температуропроводность, $10^{-3}$ $см^2/сек$	8,91	8,62	7,75	7,90	6,05	9,47	7,14	7,70	7,94	7,54	7,81	8,16
	12	11	23	15	15	9	8	15	14	11	11	9
Теплоемкость, $кал/г \cdot град$	0,18	0,16	0,17	0,16	0,19	0,16	0,174	0,16	0,173	0,177	0,169	0,168
	8	10	10	10	10	14	6	8	14	7	14	10

Примечание. Нумерация объектов исследований такая же, как в табл. 3, 4; верхнее число в ячейке таблицы — среднее значение физического параметра, нижнее — коэффициент вариации, %.

$< 0,07 \cdot 10^{-3}$  СГС (перлиты *г.* Пеликан, туфы) и разности с  $\bar{\chi} \sim \sim 0,5 \cdot 10^{-3}$  СГС и  $\bar{I}_s \sim 0,3-0,4$  гс·см<sup>3</sup>/г (липариты гор Косино, Хаеш, Ардов). Как правило, «магнитные» липариты отличаются несколько повышенными концентрациями суммарного железа ( $Fe_{\Sigma} = Fe_2O_3 + 1,1 FeO$ ). Отмечается корреляция между типом кривой температурного хода намагниченности насыщения ( $I_s - T$ )\* и степенью окисленности железа (к. о. =  $Fe_2O_3/Fe_{\Sigma}$ ). Экструзивные липариты, имеющие наиболее высокие значения к. о. =  $= 0,7-0,9$ , характеризуются IV типом кривых  $I_s - T$ , а менее окисленные перлиты — III типом или обладают очень низким значением  $I_s$ , что не позволяет исследовать его температурную зависимость на имеющейся установке. Для большинства вулканитов характерны повышенные значения фактора  $Q$  ( $Mo_Q = 1,9-23,3$ ), исключая липариты *г.* Хаеш, естественная остаточная намагниченность которых имеет вторичный характер [43].

Отличительной чертой кислых вулканитов является наличие определенной корреляции между изменением физических свойств, состава и структур пород, а, следовательно, и особенностями условий их формирования. Так, при переходе от туфов и перлитов к липаритам экструзивных куполов наблюдается увеличение удельного веса и индуктивных магнитных характеристик ( $\chi$ ,  $I_s$ ). Туфы и перлиты также резко отличаются значениями пористости, объемного веса, упругих и гелловых свойств. Экструзивные липариты чаще всего занимают промежуточное положение и заметно отличаются более высокими значениями  $\lambda$  и  $a$ .

Причины различия магнитных свойств вулканитов следует искать в механизме их образования. Скорее всего магнитные разности формируются при относительно медленной кристаллизации, а немагнитные — при очень быстром охлаждении. По данным Н. П. Михайловой и др. [43], ильменит в описываемых породах кристаллизуется ранее титаномагнетита. Очевидно, при быстром охлаждении титаномагнетит просто «не успевает» выкристаллизоваться. Более длительная кристаллизация расплава в условиях экструзивных куполов может привести к относительному увеличению летучести кислорода в системе [78], что способствует и образованию больших количеств титаномагнетита. Кроме того, кристаллизация липаритов происходит в условиях существенной загазованности расплавов, о чем свидетельствует значительная их пористость (до 20%). Полученные результаты согласуются с выполненными нами минераграфическими исследованиями и данными [43], по которым липариты экструзивных куполов содержат титаномагнетит.

Вулканические породы основного и среднего состава Чопской цепи погребенных вулканов. Разнообразие состава пород цепи погребенных вулканов отражается прежде всего в колебании их удельного веса (табл. 25), на-

\* Группирование кривых осуществляется в соответствии с рис. 30.

Таблица 26. Магнитные свойства вулканитов

Признаки	Береговое холмогорье						Зона погребенных вулканов						
	1	2	3а	3б	4	5	6	7	8	9	10	11	
I. Количественные особенности распределения магнитных параметров													
$\kappa$	$\bar{x}$ v	0,47 32	0,53 36	0,20 162	0,36 62	0,07 44	0,06 100	3,27 49	1,26 52	1,39 35	1,29 24	0,87 51	1,30 25
$I_n$	$\bar{x}$ Mo v	0,1 0,08 28	1,33 0,5 99	1,26 0,5 67	2,39 0,8 91	0,40 0,2 30	0,07 0,07 60	1,01 0,9 39	0,47 0,2 65	1,69 0,9 123	1,70 0,7 97	1,78 2,2 9,1	0,64 0,7 37
$Q$	$\bar{x}$ Mo v	0,49 0,48 32	8,6 4,1 111	36,7 23,3 74	12,9 1,9 90	17,0 15,7 53	7,0 5,7 57	0,79 0,7 37	0,99 0,1 68	3,42 0,8 161	3,38 1,0 101	6,0 2,2 261	1,67 1,1 52
$\beta = \frac{I_{rs}}{I_s}$	$\bar{x}$ v	0,08 28	0,13 25	0,15 34	0,09 37	0,11 40	0,09 40	0,13 34	0,14 33	0,13 62	0,26 56	0,15 14	0,15 23
$I_s$	$\bar{x}$ v	0,29 42	0,36 14	0,11 25	0,39 47	0,10 20	0,06 56	1,33 14	0,71 42	0,91 15	0,63 25	0,83 28	1,11 16
II. Результаты терромагнитного анализа образцов с характерными значениями													
min $I_s$	ТТК	нпч	IV	нпч	нпч	нпч	нпч	III	II	IV	III	—	—
	$\Theta_k$	»	575	»	»	»	»	545	385	560	575	550	—
	$\delta_M$	»	0,60	»	»	»	»	1,04	5,70	0,58	1,01	0,83	—
Mo $I_s$	ТТК	»	III	»	»	III	»	III	II	IV	II	—	—
	$\Theta_k$	»	575	»	»	570	»	475	325	550	450	—	—
	$\delta_M$	»	0,98	»	»	1,0	»	0,9	1,73	0,75	1,8	—	—
max $I_s$	ТТК	»	IV	»	IV	—	»	III	II	IV	IV	—	III
	$\Theta_k$	570	570	»	570	—	»	470	350	575	550	—	550
	$\delta_M$	0,72	0,64	»	0,56	—	»	0,98	2,1	0,8	0,68	—	0,95
III. Результаты минераграфического анализа													
СФМ	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт

Примечание. В таблице приняты такие обозначения:  $\kappa$  — магнитная восприимчивость,  $10^{-3}$  ед. СГС;  $I_n$  — естественная остаточная намагниченность,  $10^{-3}$  ед. СГС;  $Q = I_n / \kappa \cdot H_z$ , ед. — фактор  $Q$ ,  $H_z$  — напряженность вертикальной составляющей магнитного поля Земли в месте измерения  $\kappa$ ;  $I_{rs}$  — остаточная намагниченность насыщения,  $10^{-3}$  ед. СГС;  $I_s$  — намагниченность насыщения,  $гс \cdot см^3 / г$ ;  $\beta = I_{rs} / I_s$ .

Результаты терромагнитного анализа: ТТК — тип терромагнитной кривой;  $\Theta_k$  — точка Кюри главной ферромагнитной фазы, °С;  $\delta_M = I_{st} / I_s$ ;  $I_{st}$  — намагниченность насыщения образца после нагревания его до 600°С на воздухе;

блюдается отчетливая обратная корреляционная связь значений удельного веса и содержания кремнекислоты. Удельный вес наиболее основных андезито-базальтов г. Черная очень близок к значению этого параметра для базальтов [53]. Затронутые вторичными изменениями андезито-базальты верхнего тортона — нижнего сармата отличаются более низким удельным весом, резким сокращением общей ( $m_0=0,7\%$ ) и эффективной ( $m_3=0,06\%$ ) пористости и соответственно повышенными значениями объемного веса. Упругость и тепловые свойства отличаются менее. Максимальные значения скорости  $V_p=6,07—6,25$  и  $V_s=3,33—3,56$  км/сек. Субвулканические андезиты г. Черная отличаются высокими коэффициентами анизотропии упругих волн.

Все описываемые вулканы (табл. 26) являются типичными представителями магнитного класса пород [65] и имеют различные термомагнитные характеристики. Обычно тип кривой  $I_s—T$  коррелируется со степенью окисленности железа. Интенсивно окисленные дациты (к.о.=0,87) имеют кривые типа IV. Смена типа кривых ухудшает корреляцию индуктивных магнитных параметров с концентрацией железа в породах. Точки Кюри  $\Theta_k$  (табл. 26) в общем не соответствуют первично-магматическому составу ферромагнитных липаритов, что вытекает из результатов минераграфического анализа этих пород: в аншлифах титаномагнетит наблюдается, как правило, со следами процессов разрушения первичного твердого раствора (табл. 26). Результаты термомагнитного анализа свидетельствуют также о том, что кроме продуктов высокотемпературного окисления титаномагнетитов в составе описываемых эффузивов присутствуют неустойчивые катиондефицитные шпинелиды — титаномаггемиты (II тип термомагнитных кривых) и маггемит (IV тип), что свидетельствует о низкотемпературном окислении пород на постмагматическом этапе их становления.

## Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды

### Массивы Попричный, Анталовский

Гранатсодержащие липарито-дациты и дациты экстррузивных куполов наиболее отчетливо обособляются практически по всему комплексу физических свойств

$\bar{x}$  — среднеарифметическое значение;  $M_0$  — модальное значение;  $v$  — коэффициент вариации;  $\min I_s$ ,  $M_0 I_s$ ,  $\max I_s$  — термомагнитный анализ выполнен для образцов, обладающих соответственно минимальным модальным или максимальным значением  $I_s$ ; СФМ — структура основных ферромагнитных минералов, главным образом титаномагнетита; Гт — следы процессов разрушения твердого раствора микроскопически различимы; Ог — оптически гомогенный.

В рамочки взяты результаты термомагнитного анализа, выполненного для образца, который охарактеризован силикатным и минераграфическим анализом. Номера выборок соответствуют табл. 3, 4. ипч — значения  $I_s$  ниже предела чувствительности установки.

(табл. 27). Все разновидности этих пород имеют повышенный удельный вес, что обусловлено присутствием пироксена и граната (альмандина), высокую вариабильность параметра (1,8—2,5% по коэффициенту вариации), в пределах одной и той же петрографической разности, повышенную общую и эффектив-

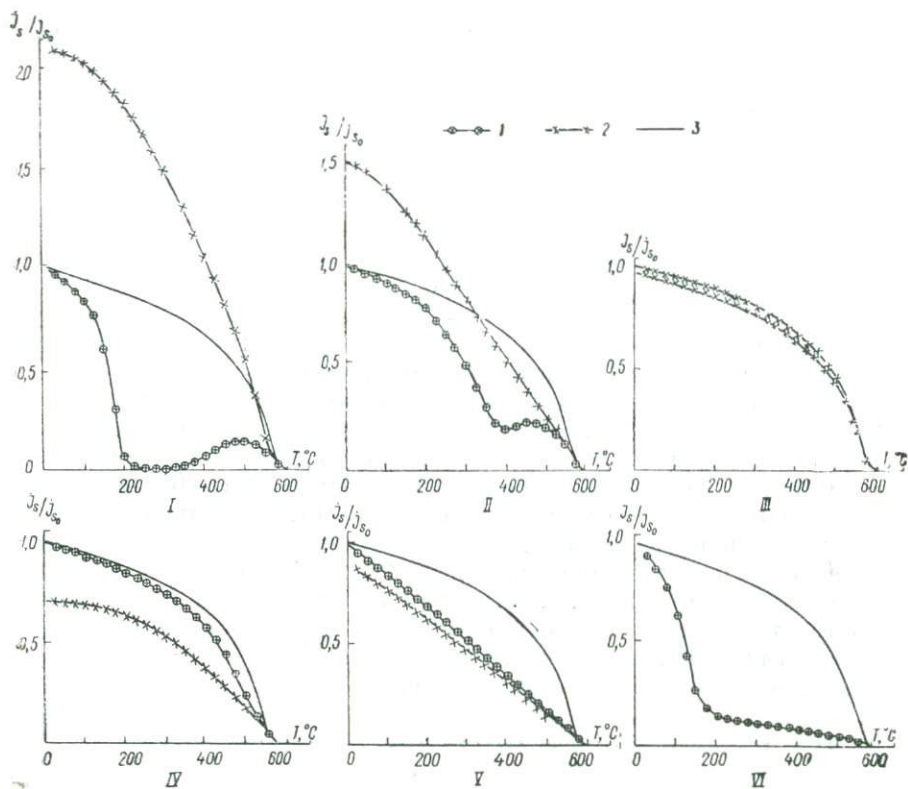


Рис. 30. Характерные типы термомагнитных кривых  $I_s - T$  для вулканических пород Закарпатья:

1 — кривая нагрева; 2 — кривая охлаждения; 3 — эталонная кривая  $I_s - T$  для стехиометрического магнетита.

ную пористости. Более высокие значения  $\bar{m}_0$  и  $\bar{m}_s$  характерны для туфов дацитов руч. Поташня и туфов липарито-дацитов г. Бубен. Поэтому для них характерны более низкие значения объемного веса, упругих и тепловых свойств. Все разновидности гранатсодержащих липарито-дацитов отличаются высокими значениями коэффициента анизотропии (часто более 38%).

По магнитным свойствам липариты и туфы г. Бубен ( $\kappa < 0,05 \cdot 10^{-3}$  СГС,  $\bar{I}_s$  — соответственно 0,05 и 0,07 гс·см<sup>3</sup>/г) оказываются практически немагнитными (табл. 28), туфы и липарито-дациты руч. Поташня несколько более магнитны, а липарито-дациты г. Высокая можно уже отнести к классу магнитных пород ( $\bar{\kappa} = 0,84 \cdot 10^{-3}$  СГС,  $\bar{I}_s = 0,49$  гс·см<sup>3</sup>/г). По данным термомагнитного анализа, ферримagnetик в них представлен гетерогенным титаномagnetитом, состав которого близок к magnetиту, но часто подвержен низкотемпературному окислению с образованием маггемита. Кроме того, иногда присутствует окисленный ильменит.

Андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты лавовых потоков и экструзивных куполов эруптивной фазы (первый вулканогенный комплекс). Андезито-базальты лавовых потоков вулканов Анталовского и Попричного достаточно дифференцированы по физическим свойствам (табл. 27). Более высокий удельный вес у андезито-базальтов карьера Каменица ( $\bar{\delta} = 2,853$  г/см<sup>3</sup>). Высокая степень раскristализации (содержание вкрапленников достигает 40%) обуславливает высокую тепло- и температуропроводность этих пород ( $\bar{\lambda} = 3,97$ ;  $\bar{a} = 9,13$ ).

Между упругими характеристиками и пористостью наблюдается обратная корреляционная связь. Андезито-базальты р. Уж с наиболее высокой эффективной пористостью имеют минимальные значения упругих характеристик, увеличение открытой пористости здесь, в первую очередь, связано с развитием микротрещиноватости. В целом для лав вулканов Анталовского и Попричного характерна умеренная пористость ( $\bar{m}_0 \sim 7\%$ ) закрытого типа.

Все породы этой группы относятся к классу магнитных пород. Характерной их особенностью является высокая вариабильность индуктивных параметров (табл. 28). Наиболее изменчивы по большинству магнитных свойств андезито-базальты р. Уж (коэффициент вариации более 100%). Эти же породы наиболее магнито-мягкие ( $M_{0\beta} = 0,03$ ) с некоторым преобладанием индуктивной намагниченности над остаточной ( $M_{0\alpha} = 0,89$ ). Для пород этой группы характерны термомагнитные кривые  $I_s - T$  IV типа («маггемитовые»).

Андезито-базальты и андезиты моногенных лавовых и шлаковых конусов обнаруживают определенное сходство с лавами крупных полигенных вулканов г. Анталовская и массива Попричный, хотя имеются и заметные различия прежде всего по заметным колебаниям удельного веса. Если для андезито-базальтов с. Невицкое  $\bar{\delta} = 2,834$  г/см<sup>3</sup>, то для андезито-базальтов ручья Солотвинский —  $\bar{\delta} = 2,816$  г/см<sup>3</sup> и  $\bar{\delta} = 2,739$  г/см<sup>3</sup>. Андезиты карьера Оноковцы мало отличаются по  $\bar{\delta}$  от андезито-базальтов. Для андезито-базальтов и андезитов моногенных ла-

Таблица 27. Физические свойства (плотностные, емкостные, упругие, тепловые)  
Дил и г. Бужора

Массив	Фаза	Комплекс	Объект исследования	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	
						общая	эффективная
Попричный, Анталовский	V	II	13	2,805 0,6	2,674 9	5,12 34	0,86 50
			14	2,849 0,9	2,714 2,6	4,86 43	0,61 122
			16	2,749 1,8	2,554 2,9	7,63 25	2,45 69
			17	2,748 1,2	2,654 2,1	3,59 43	0,65 87
			19	2,661 0,8	2,259 4,0	15,03 22	10,81 44
			20	2,758 0,6	2,417 4,3	12,44 30	8,44 51
			21	2,816 0,9	2,669 1,2	5,37 26	0,8 54
			22	2,739 1,6	2,594 2,8	5,33 46	1,95 92
			23	2,769 0,8	2,561 2,4	7,58 24	4,76 55
			24	2,793 1,5	2,646 7,4	5,78 23	0,91 53
	IV	I	25	2,834 1,3	2,670 1,8	5,8 41	0,52 111
			26	2,698 0,9	2,461 7,6	9,4 82	1,32 44
			27	2,745 0,7	7,549 2,3	6,74 43	1,71 56
			28	2,797 0,2	2,622 1,9	6,32 30	0,56 97
			29	2,853 0,8	2,622 1,2	6,64 17	0,94 106
			30	2,823 0,5	2,573 3,8	16,65 42	2,05 131
			31	2,666 0,7	2,306 12,4	13,52 79	9,5 47
			32	2,580 1,1	2,281 6,3	14,03 53	17,34 20
			33	2,523 1,8	2,259 6,3	11,06 49	8,9 65
			V	III	34	2,859 1,0	2,764 1,4
	35	2,792 2,5			2,599 3,6	6,94 27	—
	36	2,773 1,0			2,634 2,5	4,99 41	1,82 86

вулканических пород массивов Попричный, Анталовский, Сияк, Борлиов

Скорость упругих волн, км/сек		Модули, 10 <sup>11</sup> дин/см <sup>2</sup>		Коэффициент анизотропии, %	Теплопроводность, 10 <sup>-3</sup> ккал/см-сек-град	Температуропроводность, 10 <sup>-3</sup> см <sup>2</sup> /сек
продольных	поперечных	Юнга	сдвига			
5,48	3,12	6,54	2,61	5	3,73	8,32
6,5	4,9	9,7	10	111	9	6
5,78	3,20	7,12	2,80	3,3	3,84	8,20
3,9	5,3	11	12	83	8	9
5,34	3,02	5,9	1,14	1,9	3,39	7,66
7,6	7,0	16	107	64	11	10
5,51	2,96	5,97	2,34	3,8	3,70	8,72
5,8	8,2	11	16	105	10	9
3,52	2,17	2,55	1,08	6,07	3,18	7,81
12	9,2	22	20	111	13	8
4,20	2,53	3,82	1,58	5,2	3,31	8,57
13	12	24	4	136	24	11
5,12	3,17	6,28	2,67	1,7	3,69	8,34
1,3	3,2	9	7,5	94	8	7
5,10	2,69	4,94	1,89	3,2	3,62	7,81
7,3	5,9	15	15	2,8	9	10
4,19	2,41	3,21	1,39	4,8	3,46	7,50
11	7,3	21	15	57	8	8
5,14	2,72	5,16	1,98	1,7	3,80	8,39
1,8	2,4	5,4	5,5	89	4	5
5,54	3,33	7,24	2,98	3,8	3,91	9,11
2,2	53	9	10	94	0,3	8
4,96	3,06	5,44	2,34	4,1	3,58	8,23
7,5	10	3,5	25	65	5	11
4,9	3,01	5,32	2,32	4,4	3,44	7,97
4,0	4,4	9,2	10	95	9	10
5,34	3,18	6,42	2,62	1,9	3,88	8,94
9,0	4,3	17	17	90	8	11
1,22	3,12	6,30	2,85	2,5	3,97	9,13
1,5	1,8	4,4	4,8	71	6	6
4,81	2,90	5,35	2,21	3,2	3,21	8,10
12	13	27	28	95	17	13
3,52	2,25	2,97	1,58	3,1	3,51	8,35
17	17	38	58	59	11	12
3,21	2,07	2,26	1,43	6,1	3,43	8,55
12	14	24	95	96	10	6
4,12	2,62	3,69	1,62	1,7	2,76	7,05
13	13	28	30	74	32	29
5,75	3,26	7,46	2,94	1,9	3,54	8,30
4,5	7	13	14	119	12	9
—	—	—	—	—	—	—
5,31	3,03	6,10	2,53	1,9	3,63	9,20
5,8	11	20	18	56	9	12

Массив	Фаза	Комплекс	Объект исследований	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		
						общая	эффективная	
Синяк, Борлиов Дил	V	III	37	2,729 1,6	2,567 2,6	5,92 29	3,05 80	
			II	38	2,876 1,5	2,685 3,6	6,62 55	3,02 127
	39	2,736 2,1		2,641 1,5	3,44 24	0,46 82		
	40	2,607 1,0		2,458 1,3	5,78 23	4,33 17		
	IV	I		41	2,584 1,9	2,458 4,2	4,91 62	1,93 142
			42	2,804 0,9	2,554 2,7	8,94 21	3,85 51	
			43	2,834 0,3	2,717 0,5	4,13 13	0,53 31	
			44	2,798 0,8	2,721 1,8	2,33 50	0,28 202	
			45	2,780 2,1	2,700 1,5	2,82 31	0,13 89	
			46	2,895 0,3	2,757 1,5	4,78 28	0,33 63	
	Бужора	V	111	47	2,822 1,2	2,677 1,9	4,80 37	0,38 98
				48	2,913 1,9	2,757 2,3	5,70 43	1,22 156
			11	49	2,928 1,1	2,775 2,0	5,20 43	0,34 83

Примечание. Нумерация объектов исследований та же, что и в табл. 6. В ра (сверху) и коэффициент вариации, % (снизу).

вовых и шлаковых конусов характерна неравномерность в распределении пористости и преобладание закрытой пористости. Последнее связано с высокой вязкостью лавы, насыщенностью магмы фенокристаллами и относительно невысокой ее загазованностью.

Высокая степень раскристаллизации в совокупности с вариациями плотности в конечном итоге привели к тому, что андезиты и андезито-базальты по  $\lambda$  и  $\alpha$  мало отличаются. Массивные, слабопористые ( $\bar{m}_p=0,52\%$ ) андезито-базальты карьера Невицкое имеют более высокую теплопроводность ( $\bar{\lambda}=3,91$ ) и скорость продольных ( $\bar{V}_p=5,54$  и поперечных ( $\bar{V}_s=3,33$  км/сек)

Скорость упругих волн, км/сек		Модули, $10^{11}$ дин/см <sup>2</sup>		Коэффициент анизотропии, %	Теплопроводность, $10^{-3}$ ккал/см·сек·град	Температуропроводность, $10^{-3}$ см <sup>2</sup> /сек
продольных	поперечных	Юнга	сдвига			
4,99 11	3,45 13	4,31 72	3,00 20	3,4 104	3,99 7	9,43 1,2
5,21 5 5,48 5 3,97 8	2,73 8 3,28 6 2,39 11	5,30 16 6,99 12 3,53 13	2,03 18 2,87 12 1,42 21	2,4 9,9 1,3 72 3,4 8	3,49 9 3,17 12 3,21 16	7,77 9 7,59 5 8,64 12
4,92 8 4,77 8 5,48 10 5,84 4 5,78 5 5,64 5	2,81 14 2,59 13 3,12 6 3,38 3 3,34 4 3,30 4	4,61 34 4,54 27 6,63 10 7,78 7 7,18 21 7,47 10	2,03 30 1,75 29 2,66 20 3,11 6 3,02 8 3,01 9	2,2 72 3,6 83 0,6 64 1,5 3 1,7 127 2,1 35	4,02 15 3,46 7 4,07 3 4,12 11 3,98 13 3,68 13	8,92 9 8,45 9 10,26 3 8,69 9 8,35 14 7,53 9
5,71 4,9 5,73 6,4 5,88 4,3	3,31 4,2 3,33 5,3 3,45 2,6	7,33 8 7,58 12 8,14 7,0	2,94 8 3,06 13 3,29 6	1,5 84 3,3 120 2,9 145	3,59 11 3,70 11 3,57 8,3	7,78 11 8,21 7,5 7,38 8,2

каждой клетке ячейки таблицы приведены среднее значение физического параметра

волн. Для лав моногенных лавовых и шлаковых конусов характерна слабо выраженная анизотропия упругих волн, что связано со слабой текучестью исходной магмы. Наблюдается увеличение коэффициента упругой анизотропии вулканических пород при переходе от лавовых к экструзивным фациям.

Вулканы экструзивных фаций (табл. 28) характеризуются более высокими значениями индуктивных магнитных характеристик ( $\chi, I_s$ ), но значения фактора Q выше для эффузивных аналогов. Окисленность железа ведет себя аналогично индуктивным параметрам. Следовательно, замеченную закономерность можно объяснить различной загазованностью расплава

Таблица 28 Магнитные свойства вулканических пород массивов Попричный и

Признаки	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
I. Количественные особенности распределения											
$x$	$\bar{x}$ $v$	0,73 35	1,78 35	1,99 47	0,65 77	0,33 297	0,35 64	0,79 28	0,53 40	0,29 35	0,30 27
$I_n$	$\bar{x}$ Mo $v$	— — —	33,9 14,4 100	1,08 1,2 75	0,68 0,5 119	0,44 0,18 124	1,55 0,7 71	0,42 0,2 103	5,82 3,6 48	0,85 0,7 40	0,35 0,2 73
$Q$	$\bar{x}$ Mo $v$	— — —	40,2 15,6 104	1,25 0,8 56	3,68 1,0 112	12,6 6,0 145	18,9 5,4 107	1,39 0,7 108	26,2 17,3 41,8*	7,96 6,3 71	3,35 1,2 153
$\beta = \frac{I_{rs}}{I_s}$	$\bar{x}$ $v$	— —	0,34 47	0,27 66	0,19 34	0,10 147	0,20 58	0,12 37	0,32 31	0,15 40	0,32 35
$I_s$	$\bar{x}$ $v$	— —	0,45 121	0,70 95	0,42 57	0,17 22	0,23 49	0,39 58	0,42 36	0,25 24	0,19 29

II. Результаты термомагнитного анализа

$\min I_s$	ТТК	—	—	IV	III	нпч	нпч	нпч	—	нпч	нпч
	$\Theta_k$	—	—	575	560	—	»	»	—	»	»
	$\delta_m$	—	—	0,89	1,0	—	»	»	—	»	»
$Mo I_s$	ТТК	III	III	IV	IV	V	II	IV	III	III	IV
	$\Theta_k$	575	540	550	570	600	400	550	575	570	570
	$\delta_m$	1,0	1,0	0,81	0,71	0,9	4,4	0,62	0,9	0,91	0,73
$\max I_s$	ТТК	—	II	IV	III	—	II	IV	IV	III	IV
	$\Theta_k$	—	350	575	550	—	260	550	525	540	550
	$\delta_m$	—	1,15	0,75	1,0	—	2,5	0,84	0,47	0,88	0,53

III. Результаты минераграфического

СФМ	Гт	Ог	Гт	Гт	Гт	Ог	Гт	Гт	Гт	Гт
-----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Примечание. Принятые условные обозначения соответствуют табл. 26; номера \*—бимодальное распределение параметра.

Анталовский

22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
магнитных параметров											
1,18 56	0,22 49	0,36 36	1,49 69	0,31 66	0,61 199	1,03 47	0,21 40	0,57 122	0,84 33	0,005 —	0,21 70
0,42 0,3	0,11 0,45	0,50 0,5	0,50 0,2	0,26 0,2 0,5*	0,53 0,3	1,02 0,5	0,30 0,7	0,47 0,2	0,13 0,1	0,005 0,005	0,29 0,1 118
1,29 0,6	11,3 8,2	3,41 3,9	0,71 0,5	1,83 1,0 3,8*	2,06 2,0	2,34 1,1	3,67 3,2	3,41 0,9	0,39 0,2	— —	2,44 0,8 4,9* 81
177	75	46	86	102	50	83	51	155	62	—	—
0,22 62	0,18 63	0,19 40	0,11 27	0,25 42	0,20 47	0,13 72	0,18 42	0,07 92	0,1 57	0,04 84	0,15 64
0,58 63	0,22 49	0,30 16	1,04 37	0,19 52	0,23 40	0,66 43	0,27 71	0,34 83	0,49 16	0,05 43	0,22 50

образцов с характерными значениями

IV 560	нпч »	IV 540	IV 560	нпч »	нпч »	нпч »	нпч »	нпч »	нпч »	IV 550	нпч »	нпч »
0,78	»	0,77	0,70	»	»	»	»	»	»	0,46	»	»
III 575	нпч »	IV 550	IV 570	III 570	V 525	IV 560	IV 570	IV 575	IV 560	нпч »	нпч »	III 575
0,9	»	0,8	0,75	0,96	1,0	0,62	0,85	0,61	0,7	»	»	0,89
IV 560	IV 550	IV 550	IV 570	III 540	—	IV 550	IV 570	IV 575	—	нпч »	нпч »	III 550
0,73	0,53	0,78	0,31	0,90	—	0,78	0,64	0,79	—	»	»	1,0

анализа

Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	—	Гт
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	----

объектов исследования аналогичны табл. 6.

при его кристаллизации в условиях жерловых фаций и излившихся потоков. Туфы карьера с. Невицкое отличаются по всем физическим параметрам. Магнитная восприимчивость (табл. 28) их втрое меньше таковой у эффузивных фаций, но в восемь раз превышает последние по модальным значениям фактора  $Q$ . Учитывая отрицательные направления  $I_n$  большинства вулканитов потока, следует ожидать значительного различия аномалий  $\Delta Z$  над этими объектами. Подавляющее большинство вулканитов составляет группу с модальными значениями  $\chi$  около  $0,3 \cdot 10^{-3}$  СГС и лишь андезито-базальты карьера Невицкое характеризуются значительно более высокими значениями  $\chi$  ( $\sim 1,5 \cdot 10^{-3}$  СГС).

Термомагнитный анализ указывает на проявление процессов разрушения твердого раствора и низкотемпературного окисления с образованием низкотитанистого титаномагнетита и маггемита (кривые  $I_s-T$  типа III, IV).

Андезито-базальты, андезиты лавовых потоков, андезито-дациты и дациты экструзивных куполов пятой эруптивной фазы (второй вулканический комплекс).

Разрез второго вулканогенного комплекса в этом районе открывают андезиты, андезито-дациты и липарито-дациты экструзивных куполов. Несмотря на относительно кислый состав этих вулканитов, лишь андезито-дациты г. Путка имеют заметно более низкий удельный вес ( $\bar{\delta} = 2,661 \text{ г/см}^3$ ). Остальные разновидности имеют относительно высокий удельный вес, что скорее всего связано с широким развитием процессов опацинизации темноцветных минералов и присутствием рудных минералов. Для пород характерна повышенная пористость в основном открытого типа, что в конечном итоге обуславливает снижение значений параметров их упругих и тепловых свойств.

Несмотря на небольшое количество суммарного железа, породы экструзий относятся к магнитному классу, что определяется присутствием рудных минералов как в основной массе, так и в составе вкрапленников. Примечательно, что дациты г. Острая, характеризующиеся минимальным содержанием  $\text{Fe}_2$ , имеют наибольшее  $\chi$ , вероятно, из-за относительно больших размеров зерен титаномагнетита (до  $0,45 \text{ мм}$ ), так как величина  $I_s$  этих разностей в общем не соответствует такой величине  $\chi$ .

Большую коэрцитивность рассматриваемых вулканитов следует связывать с процессами опацинизации пироксенов, протекающими, вероятно, еще на высокотемпературной стадии, что привело к образованию магнито-жестких зерен, несущих термоостаточную и химическую намагниченность. Продукты полностью разрушенного первично-магматического титаномагнетита в магнито-жестких вулканитах гор Токарня и Путка представлены магнетитом. В низкокоэрцитивных дацитах г. Острая

рудный минерал подвержен низкотемпературному окислению с образованием маггемита.

Общей отличительной чертой основных вулканических пород второго вулканического комплекса является высокий их удельный вес. Такими значениями этого параметра отличаются андезито-базальты юго-восточного склона ( $\delta=2,849 \text{ г/см}^3$ ) и вершины г. Анталовская ( $\delta=2,805 \text{ г/см}^3$ ). Невысокие абсолютные значения коэффициентов вариации свидетельствуют о высокой однородности и выдержанности состава этих пород. Более лейкократовые андезито-базальты г. Ужгорода и карьера Радванка имеют более низкий удельный вес.

Все основные эффузивы второго комплекса имеют невысокую пористость, что свидетельствует об умеренной загазованности исходного лавового материала. Андезито-базальты карьера Радванка при этом характеризуются наименьшей величиной общей пористости, что связано скорее всего с субвулканическими условиями формирования этих пород.

Примечательно, что все вулканы этой группы характеризуются высокой упругостью, а андезито-базальты юго-восточного склона г. Анталовской отмечаются максимальными значениями этих параметров среди вулканических пород северо-западной части Выгорлат-Гутинской гряды. Присутствие крупных вкрапленников и изменчивость структуры основной массы от интерсертальной, а иногда и от гиалопилитовой до микрофитовой в сочетании с вариациями пористости приводит в итоге к колебаниям тепло- и температуропроводности описываемых андезитобазальтов и андезитов. Но отмеченные незначительные различия  $\lambda$  и  $\alpha$  андезитобазальтов г. Анталовская и карьера Радванка сохраняются.

По магнитным характеристикам андезиты и андезитобазальты второго комплекса можно отнести к магнитному классу. Большинство вулкаников этой группы имеет термомагнитные кривые  $I_s-T$  III и IV типа, что указывает на далекозащедшие процессы разрушения первичномагматического титаномагнетита. Исключение составляют андезитобазальты карьеров Радванка и г. Ужгорода. Первые содержат наименее окисленное железо и отличаются оптически гомогенным обликом рудных минералов (табл. 28), представленных ильменитом и титаномагнетитом, который является уже титаномаггемитом ( $\delta_m$  до 10). Андезитобазальты г. Ужгорода имеют нетипичную кривую  $I_s-T$  V типа и содержат в качестве рудного минерала феррильменит. Судя по магнитным свойствам, его железистость достаточно сильно варьирует. Учитывая частую приуроченность вулкаников с кривыми II типа к экструзивным телам [43, 64], характер рудных минералов андезитобазальтов карьера Радванка можно рассматривать как свидетельство субвулканического происхождения последних.

В заключение отметим некоторые общие закономерности характера изменения физических свойств вулканических пород в западной части Выгорлат-Гутинской гряды. Прежде всего, отмечается устойчивая закономерная обратная связь между удельным и объемным весами для пород массивных текстур и их основностью. Внутри каждого комплекса проявляется общая тенденция к снижению пористости вверх по разрезу. Более кислые разности вулканических пород являются более пористыми и отличаются высокими значениями коэффициента анизотропии упругих волн.

Среди гранатосодержащих липаритов различаются как магнитные, так и немагнитные разности, но все они имеют повышенный удельный вес и отличаются значительной неоднородностью его распределения. Более молодые вулканы первого и второго комплексов независимо от состава принадлежат к магнитному классу. Региональной особенностью андезито-базальтов и андезитов района являются относительно пониженные значения индуктивных магнитных характеристик, что связано с угнетенным развитием или полным отсутствием рудного минерала во вкрапленниках этих пород. Последнее обстоятельство, согласно [82], свидетельствует о низкой летучести кислорода в камере, где происходила начальная кристаллизация расплава.

### Массивы Сияк и Борлиов Дил

Андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты лавовых потоков и экструзивных куполов четвертой эруптивной фазы (первый вулканогенный комплекс). Среди андезито-базальтовых потоков первого комплекса заметно выделяются наиболее основные ( $\text{SiO}_2 = 53,01\%$ ) лавы верховья р. Ламованья, имеющие значения  $\bar{\rho} = 2,757 \text{ г/см}^3$  и  $\bar{\delta} = 2,895 \text{ г/см}^3$ , которые вполне соответствуют таковым для базальтов (табл. 27). Андезито-базальты р. Маткова отличаются высокой вариабильностью удельного веса (коэффициент вариации —  $2,1\%$ ), хотя максимальные значения ( $\delta_{\text{max}} = 2,88 \text{ г/см}^3$ ) также достигают значений, характерных для базальтов. Общей отличительной чертой андезито-базальтов является невысокая ( $\sim 5\%$ ) общая пористость, доля эффективной пористости при этом невелика, распределение ее крайне изолировано и неравномерно (коэффициент вариации —  $202\%$ ). Упругие характеристики испытывают заметные колебания, максимальные значения скоростей упругих волн ( $V_p = 6,2 \text{ км/сек}$  и  $V_s = 3,53 \text{ км/сек}$ ), модуля Юнга ( $E = 8,72 \cdot 10^{11} \text{ дин/см}^2$ ) соответствуют таковым для базальтов. Андезито-базальты этого комплекса имеют самые высокие значения  $\lambda$  и  $a$  среди пород рассматриваемого участка гряды. Примечательно, что наиболее основные андезито-базальты р. Ламованья характеризуются по-

ниженными значениями этих параметров, что обусловлено сравнительно низким содержанием вкрапленников (16,84%) и повышенной пористостью ( $m_0=4,7\%$ ). Вместе с тем, андезитобазальты массива Борлиов Дил характеризуются такой же пористостью, но отличаются вдвое большим содержанием вкрапленников, в том числе и пироксенов, что в итоге определяет повышенные значения  $\bar{\lambda}=4,07$  и  $\bar{a}=10,26$ .

Андезитобазальты первого вулканического комплекса представляют магнитный класс пород (табл. 29). Несмотря на вариации индуктивных параметров, характеристики магнитной жесткости ( $\beta$ ) их довольно устойчивы, за исключением андезитобазальтов с. Грабовница.

Характерной особенностью лав является низкая окисленность железа и слабое проявление процессов высокотемпературного окисления титаномагнетита. Последний сосредоточен, главным образом, в основной массе породы. Более крупные зерна вкрапленников рудного минерала часто представлены ильменитом. Несколько обособляются по составу рудной фракции андезитобазальты р. Ламованья, в которых во вкрапленниках отсутствует рудный минерал, а титаномагнетит основной массы затронут далеко зашедшими процессами разрушения твердого раствора. Гомогенный твердый раствор титаномагнетита подвергался разрушению в два этапа. Вначале образовались ильменит и низкотитанистый титаномагнетит, а затем последний был замещен титаноматитом. Эти особенности свидетельствуют об отличии режима кристаллизации андезитобазальтов р. Ламованья по сравнению с другими лавами комплекса. Последние слабо окислились на высокотемпературной стадии и в значительной степени — при низких температурах, что привело к образованию катиондефицитных титаномагнетитов (табл. 29). Наличие реликтов первичного титаномагнетита выражается на термомагнитных кривых в появлении фаз с низкими точками Кюри (вплоть до  $\Theta_k=150^\circ$ ). В ряде случаев подобные фазы образуются и при высокотемпературных отжигах. Вероятнее всего, что первично-магматические титаномагнетиты были весьма титанистыми, что наряду с ильменитовым составом рудного минерала вкрапленников, может свидетельствовать об абсальности магмопитающего источника.

В создании аномального магнитного поля над толщей вулканитов первого комплекса определяющая роль принадлежит остаточной намагниченности ( $Q>1$ ). Этот факт с учетом разных знаков направленности  $I_n$  вулканитов, позволяет рекомендовать магнитную съемку в качестве эффективного инструмента для крупномасштабного картирования территории их развития. Полевыми магнитометрическими исследованиями, выполненными нами в долине р. Обава, была доказана также высокая эффективность метода при расчленении этой туфолоавовой толщи. Повсеместно над участками развития туфов наблюдались зна-

Таблица 29. Магнитные свойства вулканических пород

Признаки	Массивы Сипяк и Борлиов Дил													г. Бужора			
	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	
I. Количественные особенности распределения магнитных параметров																	
$\kappa$	$\bar{x}$ $v$	1,48 74	0,40 57	0,61 25	0,48 48	0,44 63	0,34 142	0,69 64	0,66 52	0,33 36	0,23 57	0,82 135	1,03 55	1,11 63	0,87 162	1,0 280	1,73 56
$I_n$	$\bar{x}$	43,9	12,8	2,18	1,57	9,1	0,72	10,0	3,28	1,87	1,41	1,88	3,21	1,51	1,19	1,08	0,72
	$M_0$ $v$	25,0 130	4,6 149	0,1 247	0,2 181	2,8 176	0,5 104	3,6 94	0,9 205	0,3 158	0,3 290	0,6 94	0,5 291	0,2 289	0,5 142	0,16 348	0,7 56
$Q$	$\bar{x}$	111,8	8,0	2,7	10,2	35,1	14,4	55,2	15,1	10,4	16,3	9,54	9,74	4,68	10,5	2,15	1,18
	$M_0$ $v$	19 172	11,9 135	0,6 250	1,4 175	7,4 189	0,9 185	2,3 212	5,2 218	1,8 132	3,5 308	4,1 131	3,8 218	0,4 203	1,4 288	1,2 74	0,7 73
$\beta = \frac{I_{rs}}{I_s}$	$\bar{x}$	0,11	—	0,16	—	0,16	—	0,09	0,18	0,20	0,17	0,14	0,14	0,14	0,15	0,04	0,11
	$v$	39	—	53	—	29	—	15	49	33	30	62	44	36	95	102	23
$I_s$	$\bar{x}$	1,14	0,46	0,41	0,36	0,42	0,30	0,30	0,38	0,31	0,25	0,51	0,68	0,75	0,42	0,24	1,01
	$v$	13	52	24	17	62	132	17	55	38	47	36	45	35	44	14	48

II. Результаты термомагнитного анализа образцов с характерными значениями  $I_s$

min $I_s$	ТТК $\Theta_k$	III 575	нпч «	V 570	—	II 250	нпч «	V 200	нпч «	V 150	—	II 200	II 420	II 360	II 550	—	II 540
	$\delta_M$	0,96	«	1,12	—	1,57	«	500* 0,98	«	500* 1,07	—	1,83	1,32	1,35	1,1	—	1,17
Mo $I_s$	ТТК $\Theta_k$	III 560	III 550	III 575	III 575	II 350	II 550	II 350	II 250	III 575	III 575	II 450	III 540	III 575	I 220	V 300	II 325
	$\delta_M$	1,0	1,0	0,93	1,0	550* 1,42	? 1,39	520* 1,1	5,32	1,0	1,1	1,76	1,0	1,08	2,48	600* 0,95	1,22
max $I_s$	ТТК $\Theta_k$	III 560	III 550	—	III 575	IV 550	IV 520	III 300	II ?	—	—	—	III 580	—	II 500	—	II 550
	$\delta_M$	1,0	0,9	—	1,0	0,67	0,65	570* 1,0	3,2	—	—	—	0,91	—	1,1	—	1,31

III. Результаты минераграфического анализа

СФМ	—	—	Гт	Гт	Ог	Ог	Гт	Ог	Гт	Ог	Ог	Ог	Ог	Гт	Ог	Ог	Ог
-----	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Примечание. Принятые условные обозначения соответствуют табл. 26; номера объектов исследований те же, что и в табл. 6; «?»—однозначное определение  $\Theta_k$  по кривой  $I_s-T$  невозможно; \*—бимодальное распределение параметра.

чительные возмущения магнитного поля, обычно относительно мало дифференцированного в местах развития лавовых фаций.

Дациты экструзивных куполов отличаются невысоким удельным весом ( $\bar{\delta}=2,584 \text{ г/см}^3$ ), но заметно более высокой его вариабильностью, что подчеркивает вариации их минералогического состава, обусловленные вторичными процессами. Обычно пироксен вкрапленников опациitized либо замещается хлоритом, а по плагиоклазу развиваются вторичные продукты замещения. Стекло местами разложено и замещается хлоритом и серицитом. Присутствие кварца ( $\lambda=18,4$ ), более кислых по составу плагиоклазов и вторичных минералов в конечном итоге приводит к увеличению тепло- и температуропроводности дацитов, значения которых очень сходны с основными лавами этого комплекса. Высокая упругость пород свидетельствует в пользу их субвулканического происхождения.

Вторичные процессы сказываются на облике ферримангнитных минералов, а следовательно, и на магнитных параметрах дацитов (табл. 29). Среди рудной фракции этих пород существенную роль играют гидроокислы, образующие обширные поля вокруг первичных минералов. В ходе низкотемпературного окисления наряду с гидроокислами, вероятно, образуется и титаномагнетит. Этим можно объяснить наличие кривых  $I_s-T$  II типа.

Андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты и дациты пятой эруптивной фазы (второй и третий вулканоогенные комплексы). Вулканиты второго (синякского, по Н. В. Короновскому) комплекса (табл. 27) в соответствии с изменчивостью их состава, характеризуются широкими пределами колебаний удельного веса (от 2,56 до 2,92  $\text{г/см}^3$ ) при хорошо выраженной обратной связи между  $\delta$  и содержанием  $\text{SiO}_2$ . Наиболее основные лавы г. Синяк характеризуются типично «базальтовыми» значениями удельного веса с максимальными значениями  $\delta_{\text{max}}=2,92 \text{ г/см}^3$ . Гиалодациты руч. Млынского отличаются более высокой упругостью и резким преобладанием закрытой пористости. Самая высокая анизотропия упругих волн присуща липарито-дацитам г. Бердо.

Величина индуктивных магнитных характеристик (табл. 29), например, средние значения  $I_s$ , изменяется в небольших пределах, от 0,3 до 0,46  $\text{гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$ . Обычно остаточная намагниченность значительно превышает индуцированную. Наиболее коэрцитивные среди вулканитов комплекса липарито-дациты г. Бердо имеют значение  $Q$  до 73. Рудный минерал вулканитов второго комплекса представлен неравномерно окисленным (кривые типа V—VI) титаномагнетитом, присутствующим чаще в основной массе в виде вкрапленников в сростках с ильменитом. О сохранности первичного титаномагнетита свидетельствует наличие термомагнитных кривых типа VI и ферримангнитной фазы с низкой точкой Кюри. Учитывая необратимость и однофазность кривых  $I_s-T$ , можно оценить точку Кюри в 200—300°С, что

соответствует, вероятно, составу первичномагматического титаномагнетита. Величина  $\Theta_x$  заметно выше таковой для андезитобазальтов первого комплекса, что свидетельствует [82] о возможно меньшей глубине залегания магмопитающего резервуара во времени формирования рассматриваемых андезитов.

Среди образований третьего вулканического комплекса высокими плотностными характеристиками выделяются субвулканические андезитобазальты вершины г. Плишка, максимальные значения удельного ( $2,89 \text{ г/см}^3$ ) и объемного ( $2,83 \text{ г/см}^3$ ) веса которых очень близки к таковым для базальтов. Они же характеризуются более высокой упругостью и минимальной пористостью. Хорошо раскристаллизованные андезитобазальты верховья р. Обава и обавского языка с содержанием вкрапленников около 35%, среди которых до 8% пироксена, имеют соответственно и более высокую тепло- и температуропроводность.

Андезитобазальты вершины г. Плишка являются наиболее магнитными среди пород третьего (обавского, по Н. В. Короновскому) комплекса (табл. 29) и отличаются ураганными величинами  $I_n$ , обусловленными воздействием грозových разрядов [43]. По данным терромагнитного анализа (табл. 29), процессы разрушения первичного титаномагнетита проявились в них достаточно интенсивно и привели к образованию титаномагнетита, близкого по составу к магнетиту.

Характеризуя в целом эффузивы вулканических массивов Синяк и Борлиов Дил, можно отметить некоторое общее уменьшение удельного веса для андезитобазальтов лавовой субфации по разрезу от первого ко второму и третьему комплексу. В этом же направлении повышается вариабильность удельного веса, а следовательно, и состава пород района. Субвулканические образования основного и среднего составов отличаются высокой упругостью и незначительной пористостью, среди которой доминирующей является закрытая пористость. Для экстрезий липарито-дацитов характерна высокая анизотропия скоростей упругих волн. У рассмотренных вулканитов широко распространены образования с «немагнетитовыми» кривыми  $I_s-T$ , ильменитовый состав относительно крупных вкрапленников, высокие фактор  $Q$  и вариабильность  $\kappa$ ,  $I_n$ . В лавах третьего (обавского) комплекса возрастает роль кривых  $I_s-T$  III типа.

## Массив г. Бужора

Общей отличительной чертой базальтовых лав массива Бужора является их высокий удельный вес (табл. 27), максимальные значения которого достигают  $2,984-2,997 \text{ г/см}^3$ . В соответствии с ростом содержания кремнекислоты при переходе от базальтов нижней ( $\text{SiO}_2=52,17\%$ ) и верхней ( $\text{SiO}_2=52,45\%$ ) толщи к андезитобазальтам этой же толщи удельный и объемный вес за-

кономерно уменьшается. Как и для большинства лавовых субфаций основного состава, средние значения общей пористости не превышают 6—7%, и преобладающей является закрытая пористость. Все лавы массива Бужора характеризуются высокой упругостью, а максимальные значения скоростей продольных (6,24—6,28 км/сек) и поперечных (3,54—3,59 км/сек) волн значительно выше таковых для океанических базальтов и долеритовых базальтов Армении [69].

Максимальные значения тепло- и температуропроводности присущи базальтам верхней толщи с высоким содержанием вкрапленников (27,8%), среди которых более трети составляют орто-, клинопироксены и оливин. Вариабильность этих параметров обусловлена колебаниями пористости и структуры основной массы.

По магнитным характеристикам все основные лавы массива Бужора относятся к магнитному классу (табл. 28), имеют невысокие значения фактора  $Q$ , отличаются низкой окисленностью железа ( $k. o. = 0,24 \div 0,26$ ) и низкими значениями точек Кюри (табл. 28). Судя по величине  $\delta_k$  и характеру термомагнитных кривых, титаномагнетит заметно подвержен низкотемпературному окислению, и многие их зерна уже являются титаномаггемитами. Следовательно, получаемые по кривым  $I_s-T$  значения  $\Theta_k$  являются лишь максимально возможными значениями этого параметра. Составу же первично-магматических титаномагнетитов, вероятно, соответствуют значения  $\Theta_k = 180-200^\circ C$ , отмеченные по кривым  $I_s-T$  образцов в их естественном состоянии и отожженных в условиях закрытой системы. О низких значениях  $\Theta_k$  базальтов свидетельствует термомагнитная сепарация магнитных фракций этих пород [43]. Следует также указать, что наши исследования не позволили обнаружить ни маггемита, ни первичного очень низкотитанистого титаномагнетита, упоминаемых в работе Н. П. Михайловой и др. [43]. Следовательно, можно говорить лишь о высокотитанистом титаномагнетите с  $\Theta_k = 180-200^\circ C$ . Наличие сосуществующего свежего ильменита свидетельствует о том, что кристаллизующаяся лава пород была буфферирующей по  $O_2$ . Полученная информация может быть использована лишь с точки зрения представления о связи  $\Theta_k$  горных пород и глубины магмопитающего очага [82]. Полученная оценка глубины последнего равновесного состояния магмы, давшей начало базальтам г. Бужора, составляет  $\sim 50$  км.

## Массивы хребтов Великий Шоллес и Оаш

Базальты и андезиты-базальты лавовых потоков четвертой эруптивной фазы (первый вулканоогенный комплекс). Наиболее основные лавы базаль-

тового и андезито-базальтового составов характеризуются самыми высокими плотностными параметрами. Так, максимальные значения удельного веса для базальтов ручья Холт составляют  $\delta_{\max} = 2,965 \text{ г/см}^3$ , что несколько ниже удельного веса базальтов массива Бужоры, в связи с практически полным замещением в этих базальтоидах оливина вторичными минералами. Некоторые разновидности андезито-базальтов р. Быстрая по значениям удельного веса довольно близки к базальтам р. Холт. Лейкократовые андезито-базальты массива Великий Шоллес, отличающиеся особенно высокой гомогенностью состава, имеют наименьший средний удельный вес (табл. 30).

Все лавы первого вулканогенного комплекса можно отнести к слабопористым породам, средние значения общей и эффективной пористости не превышают соответственно 6 и 3%. Это свидетельствует о слабой насыщенности лавы газом в результате предварительной дегазации вулканических аппаратов, что подтверждается наличием туфов в разрезе, и некоторой спецификой формирования пород. Последнее прежде всего относится к основным вулканитам первого вулканического комплекса массива Оаш, которые отличаются наиболее низкой общей и эффективной пористостью. Эти особенности, как правило, присущи лавам, быстро застывшим в условиях водной среды [69].

Некоторые особенности андезито-базальтов массива Великий Шоллес подчеркиваются характером изменения тепло- и температуропроводности, которая обнаруживает прямую корреляционную зависимость от количественного содержания вкрапленников (в первую очередь темноцветных). В целом более высокие  $\lambda$  и  $a$  основных лав массива Великий Шоллес обусловлены высокой степенью кристалличности этих пород, содержание вкрапленников в которых достигает 40% (в их числе до 9% пироксенов). Вероятнее всего, что лавы массива Оаш извергались в условиях относительно более высокой проницаемости коры, что могло быть связано и с высокой эксплозивностью извержений.

Слабопористые, с высокой однородностью строения, базальты руч. Холт заметно отличаются высокой упругостью. Максимальные значения скоростей продольных ( $V_{p\max} = 6,35 \text{ км/сек}$ ) и поперечных ( $V_{s\max} = 3,65 \text{ км/сек}$ ) волн превышают значения таковых для базальтов массива Бужора. Для всех лав присуща невысокая анизотропия упругих волн, в среднем редко достигающая 2%. Андезитовые туфы руч. Холт заметно выделяются по всем физическим характеристикам. Примечательной их особенностью является относительное преобладание открытой пористости.

Все основные породы являются и наиболее магнитными образованиями (табл. 31). Особенно высокие значения магнитной восприимчивости ( $\chi = 4,28 \cdot 10^{-3}$  ед. СГС) характерны для андезито-базальтов г. Висельная, индуктивная намагниченность которых максимальна среди всех изученных вулканитов района За-

Таблица 30. Физические свойства (плотностные, емкостные, упругие, тепловые)

Хребты	Фаза	Комплексы	Объект исследования	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %				
						общая	эффективная			
Великий Шоллес	III		50	2,728 3,8	2,522 2,0	1,4 38	0,44 80			
			51	2,522 2,0	2,203 4,9	12,2 34	10,4 30			
			52	2,536 0,7	2,382 3,3	6,1 47	4,85 63			
			53	2,596 1,5	2,49 2,2	4,3 44	3,6 47			
			54	2,765 0,8	2,741 1,1	0,9 50	0,44 52			
	IV	I	55	2,726 0,6	2,679 1,5	2,1 63	1,33 79			
			56	2,658 0,7	2,555 1,1	3,9 21	2,6 38			
			57	2,676 1,1	2,524 1,9	5,7 18	2,72 50			
			58	2,662 0,6	2,611 1,7	2,0 85	1,07 90			
			59	2,662 1,2	2,562 1,3	3,8 22	0,97 75			
			60	2,811 0,9	2,696 1,7	4,0 35	0,91 210			
			61	2,764 0,3	2,663 8,4	3,7 21	1,12 75			
			62	2,806 0,9	2,657 2,7	5,3 43	2,3 132			
			63	2,792 0,8	2,688 1,1	3,7 20	101 49			
			64	2,845 0,4	2,769 4,8	2,6 20	0,77 59			
			65	2,777 0,5	2,674 1,1	3,7 26	0,72 109			
			66	2,795 0,7	2,676 1,4	4,2 21	0,46 83			
			Оаш	III		67	2,700 0,8	2,661 8	1,49 59	0,43 59
						68	2,521 0,8	2,224 3,8	12,1 26	9,96 33
				II		69	2,536 1,3	2,338 4,6	8,15 52	6,63 58
						70	2,590 1,1	2,451 4,1	5,4 59	4,51 78
	71	2,523 0,9				2,253 4,8	10,8 37	9,36 42		

вулканических пород

Скорость упругих волн, км/сек		Модуль, 10 <sup>11</sup> дин/см <sup>2</sup>		Коэффициент анизотропии, %	Теплопроводность, 10 <sup>-3</sup> кал/см·сек·град	Температуропроводность, 10 <sup>-3</sup> см <sup>2</sup> /сек
продольных	поперечных	Юнга	сдвига			
5,12	3,22	6,82	2,79	1,8	3,42	7,67
8,6	5,4	10	11	111	9,5	7,0
3,61	2,18	2,54	1,13	3,7	3,37	8,3
4,9	3,4	16	17	74	11	8,2
4,57	2,77	4,51	1,87	1,6	3,78	10,1
7,5	7,2	16	17	3,2	6	8,9
4,77	2,87	5,01	2,1	2,2	4,14	16,2
4,6	6,5	16	13	99	7	9
5,51	3,28	6,91	2,77	1,0	3,56	8,38
3,1	1,6	4,8	4,1	61	9	3,8
5,22	3,08	6,25	2,53	1,8	3,75	9,05
3,6	3,2	8	8	48	4,3	5,0
4,72	2,76	4,84	1,82	3,2	3,82	9,65
6,5	8	15	20	68	7	6,2
4,89	2,79	4,94	1,98	1,5	3,77	8,68
6,3	8	14	16	84	12	6,1
5,05	3,02	5,86	2,40	3,6	3,17	7,54
8,4	10	19	20	49	20	17
5,08	3,07	5,84	2,49	2,7	3,65	9,55
3,5	1,2	4,3	2,9	61	7	5,4
5,40	3,31	7,44	2,96	1,3	3,36	7,48
4,2	3,5	9	8	80	15	14
5,29	3,11	6,37	2,58	1,2	4,29	9,42
2,6	3,9	7	8	106	4	4
5,20	2,93	6,11	2,36	1,7	4,20	8,64
3,2	3	16	20	5,4	12	10,6
5,36	3,14	6,56	2,64	1,9	4,27	8,86
3,8	4	8	5	71	5	5
5,78	3,29	7,56	3,01	2,1	3,89	8,53
2,4	5,5	9	11	67	9	9
5,25	3,16	6,3	2,36	0,8	4,41	9,2
3	8	5	29	94	6,7	9
5,34	3,12	6,38	2,32	1,4	4,35	9,59
2,3	3,7	8	29	89	2,5	4,1
5,39	3,28	6,91	2,86	1,0	3,48	7,68
3,9	3,4	6,9	6,6	85	8	19
3,85	2,50	3,25	1,40	6,3	3,67	8,77
8,1	6,4	14	12	56	10	10
4,23	2,62	3,86	1,63	4,0	3,49	9,18
8	11	24	24	65	14	10
4,49	2,81	4,56	1,94	2,2	3,98	9,33
8	6	16	15	82	11	9
3,98	2,53	3,41	1,48	3,9	3,46	9,34
9	9	20	20	72	12	13

Хребты	Фаза	Комплекс	Объект исследования	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	
						общая	эффективная
Оаш	IV	I	72	2,691	2,566	4,4	3,1
				1,3	1,9	42	65
			73	2,718	2,601	3,5	2,46
				2,1	4,9	79	97
			74	2,695	2,585	4,4	3,08
				0,9	1,9	42	57
				2,849	2,821	0,9	0,1
				1,0	9,8	76	87
				2,817	2,753	2,3	1,58
				1,7	1,7	16	59
				2,768	2,672	4,4	0,67
				1,1	4,7	10	97

Примечание. Нумерация объектов исследований аналогична приведенной (ху) и коэффициент вариации, % (снизу).

карпатья. Но они не выделяются среди лав первого комплекса ни содержанием суммарного железа, ни его окисленностью, ни термомагнитными характеристиками и особенностями рудных минералов, включая концентрацию последних во вкрапленниках. Отсутствие аномально-высоких содержаний титаномагнетита, или намагниченности насыщения этого минерала подтверждается обычными для остальных вулканитов комплекса значениями  $I_s$ . Обращают на себя внимание очень низкие значения  $I_n$  и  $Q$  ( $Mo_Q=0,28$  — самое низкое значение этого параметра для названных вулканитов района) и низкий коэффициент  $\beta=0,8$ . Особенности андезито-базальтов г. Висельная можно объяснить тем, что ферромагнетик этих пород представлен магнитомягкими зернами; последний фактор, согласно Т. Нагата [43], резко увеличивает магнитную восприимчивость материала. Соответственно следует ожидать низкие стабильность  $I_n$  и величину фактора  $Q$ . Значение  $Q < 1$  типично для лав разреза р. Быстрая, что с учетом гетерогенного состояния твердого раствора титаномагнетита, может свидетельствовать о низкотемпературном характере процессов, результатом которых и явилось разрушение первично-магматического титаномагнетита.

Все близкие по составу и возрасту лавы хребта Оаш характеризуются значением  $Q > 1$  (табл. 31). Еще более разительная особенность основных лав хребта Оаш — меньшая магнитная восприимчивость по сравнению с аналогичными эффузивами хребта Великий Шоллес, что согласуется с резко пониженной концентрацией рудных вкрапленников. Для всех вулканитов комплекса обоих хребтов ферромагнитные минералы представ-

Скорость упругих волн, км/сек		Модуль, $10^{11}$ дин/см <sup>2</sup>		Коэффициент анизотропии, %	Теплопроводность, $10^{-3}$ кал/см·сек·град	Температуропроводность, $10^{-3}$ см <sup>2</sup> /сек
продольных	поперечных	Юнга	сдвига			
5,14	3,10	6,16	2,54	1,7	3,59	8,17
7	6	16	16	100	11	12
4,83	2,71	5,38	2,22	2,1	3,55	8,52
8,6	3	18	17	128	14	12
6,08	3,44	8,39	3,32	1,7	3,65	8,63
2,6	4,3	7	8	74	13	10
5,76	3,21	6,83	2,87	0,8	3,46	7,86
6,0	10	12	21	87	9	10
4,91	2,93	5,41	2,22	2,1	3,64	7,90
4,3	4,4	9	10	115	6	8
5,42	3,14	6,75	2,73	0,9	3,38	7,86
4,7	3,5	11	10	52	10	6

в табл. 7; для каждого физического параметра приведены среднее значение (свер-

лены продуктами интенсивно проявленных процессов разрушения первичных титаномагнетитов (табл. 31). Судя по данным термомагнитного анализа, низкотемпературное однофазное окисление с образованием как маггемита, так и титаномаггемитов, более типично для лав хребта Оаш.

Андезито-дациты и дациты экстрезивных куполов первого вулканического комплекса в соответствии с их составом значительно отличаются по плотностным характеристикам от основных лав, открывающих разрез этого комплекса. Андезито-базальты массива Оаш отличаются высоким удельным весом, что обусловлено их более меланократовым составом, в частности, среди вкрапленников содержание темноцветных минералов в большинстве случаев превышает 7,5%. Им присущи и значительные колебания удельного веса; коэффициенты вариации достигают более 2%, что подчеркивает невыдержанность состава в пределах геологических тел. В соответствии с общим характером изменения теплопроводности [54] более лейкократовый облик вулканитов массива Великий Шоллес и наличие во вкрапленниках кварца ( $\lambda=18,6$ ) приводит к увеличению тепло- и температуропроводности этих пород. Экстрезивные андезито-дациты выделяются более высокой упругостью и (что особенно важно подчеркнуть) более высокими коэффициентами анизотропии упругих волн, абсолютные значения которых достигают 15%.

Все кислые разновидности характеризуются более низкими значениями индуктивных параметров. При этом вулканиты массива Великий Шоллес более магнитны, чем соответствующие об-

Таблица 31. Магнитные свойства вулканических пород

Признаки	Великий									
	50	51	52	53	54	55	56	57	58	

I. Количественные особенности распре

$\kappa$	$\bar{x}$ $v$	1,55 48	0,62 22	1,29 44	0,68 36	1,15 37	1,38 35	0,77 17	1,19 23	1,11 29
$I_n$	$\bar{x}$ Mo $v$	9,3 2,4 193	6,12 6,3 72	2,98 1,3 119	0,55 0,3 91	0,91 1,0 49	1,19 0,9 37	1416 5,5 106	0,84 0,8 32	1,11 0,8 53
$Q$	$\bar{x}$ Mo $v$	13,3 3,9 157	21,9 19,8 61	6,31 2,0 133	1,94 1,3 75	1,94 1,3 44	2,57 1,6 97	4402 17,5 106	1,77 1,6 53	2,61 2,0 82
$\beta = \frac{I_{rs}}{I_s}$	$\bar{x}$ $v$	0,09 48	0,15 35	0,06 38	0,07 26	0,10 50	0,08 29	0,11 19	0,14 76	0,15 41
$I_s$	$\bar{x}$ $v$	0,89 28	0,40 47	1,06 37	0,62 24	1,14 46	1,11 17	0,69 11	0,67 35	0,73 25

II. Результаты термомагнитного анализа

$\min I_s$	ТТК	V	—	—	—	IV	V	—	—	III
	$\theta_{\kappa}$	560	—	—	—	570	550	—	—	570
	$\delta_M$	1,0	—	—	—	0,64	1,0	—	—	1,03
Mo $I_s$	ТТК	—	III	—	—	—	II	—	III	V
	$\theta_{\kappa}$	—	560	—	—	—	560	—	570	275
	$\delta_M$	—	1,08	—	—	—	430*	—	1,03	550*
max $I_s$	ТТК	V	IV	III	III	—	—	III	—	II
	$\theta_{\kappa}$	?	560	570	600	—	—	575	—	570
	$\delta_M$	0,97	0,77	0,95	0,95	—	—	1,01	—	1,27

III. Результаты минера

СФМ	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт
-----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Примечание. Принятые обозначения соответствуют табл. 26, номера

Шоллес							Оаш		
59	60	61	62	63	64	65	66	67	68

ления магнитных параметров

1,34 24	4,28 50	1,35 29	2,71 45	1,57 18	1,76 18	1,15 32	2,16 27	0,90 53	0,37 72
0,99 0,7 101	0,59 0,4 76	8,59 1,0 225	1,82 0,9 140	3,59 0,5 265	1,47 1,7 27	0,4 0,5 29	0,59 0,3 140	56,3 0,7 637	1,37 0,47 105
1,62 1,1 88	0,30 0,28 45	1973 2,2 253	2,45 0,6 220	6,38 0,6 287	2,03 2,5 36	0,63 0,7 28	0,7 0,6 175	2,37 1,0 110	9,03 4,7 139
0,10 44	0,10 30	0,09 21	0,11 30	0,14 28	0,11 17	0,12 52	0,10 39	0,16 33	0,16 115
0,94 14	1,16 8	1,26 15	1,20 23	1,40 12	1,28 8	1,14 6	1,20 75	0,61 25	0,23 70

образцов с характерными значениями

—	II	III	—	II	II	III	—	II	—
—	550	550	—	350	300	575	—	300	—
—	1,18	1,0	—	550*	570	1,3	1,1	0,93	—
II	III	—	IV	II	II	—	—	—	IV
570	570	—	570	570	560	—	—	—	?
1,27	1,08	—	0,86	0,9	1,08	—	—	—	0,74
—	—	—	—	—	—	—	—	III	—
—	—	—	—	—	—	—	—	575	—
—	—	—	—	—	—	—	—	200*	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—

графического анализа

Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

объектов опробования—табл. 7.

Признаки	Оаш									
	69	70	71	72	73	74	75	76	77	

## I. Количественные особенности распределения магнитных параметров

$\kappa$	$\bar{x}$ $v$	1,13 50	1,11 23	0,29 136	0,88 135	0,57 126	0,65 83	0,67 51	0,77 73	1,7 61
$I_n$	$\bar{x}$ Mo $v$	2,58 1,6 90	0,81 0,4 82	0,17 0,08 116	0,75 0,2 217	0,63 0,1 315	1,05 0,2 217	1,27 1,1 43	1,15 3,4 64	1,88 1,5 144
$Q$	$\bar{x}$ Mo $v$	7,18 2,8 139	1,91 0,7 102	3,81 1,2 135	1,89 0,9 120	3,63 2,0 231	2,75 1,4 95	5,12 3,2 54	6,13 9,7 112	4,03 2,2 154
$\beta = \frac{I_{rs}}{I_s}$	$\bar{x}$ $v$	0,08 50	0,08 25	0,06 105	0,14 93	0,14 103	0,08 45	0,16 30	0,14 53	0,13 50
$I_s$	$\bar{x}$ $v$	0,46 29	0,82 19	0,24 45	0,36 82	0,33 64	0,59 40	0,59 25	0,72 36	0,13 41

## II. Результаты терромагнитного анализа образцов с характерными значениями

$\min I_s$	ТТК	IV	IV	нпч	II	IV	IV	—	—	II
	$\theta_{\kappa}$	550	570	»	250	570	570	—	—	300
	$\delta_M$	0,7	0,87	»	3,1	0,7	0,54	—	—	3,78
Mo $I_s$	ТТК	—	II	»	II	II	II	II	IV	II
	$\theta_{\kappa}$	—	560	»	350	275	570	250	575	380
	$\delta_M$	—	1,15	»	1,66	1,86	1,33	4,75	0,81	1,21
$\max I_s$	ТТК	—	—	»	V	II	II	—	—	IV
	$\theta_{\kappa}$	—	—	»	50— 570	325	460	—	—	570
	$\delta_M$	—	—	»	1,0	2,26	1,6	—	—	0,8

## III. Результаты минераграфического анализа

СФМ	Гт	Ог	—	Ог	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт	Гт
-----	----	----	---	----	----	----	----	----	----	----

разования массива Оаш, значение фактора  $Q$  в них повсеместно больше единицы.

Липарито-дациты экстрезивных куполов, андезито-базальты и андезиты лавовых потоков пятой эруптивной фазы (второй и третий вулкано-генные комплексы). Наиболее кислыми разновидностями с содержанием  $SiO_2$  более 69% представлены вулканиты второго вулканического комплекса. Соответственно они характеризуются низкими плотностными характеристиками и невысокой упругостью. Относительно более плотными среди них являются липарито-дациты руч. Вар ( $\bar{\delta}=2,596 \text{ г/см}^3$ ,  $\bar{\rho}=2,49 \text{ г/см}^3$ ) и дациты г. Саргеть ( $\bar{\delta}=2,590 \text{ г/см}^3$ ;  $\bar{\rho}=2,451 \text{ г/см}^3$ ). Судя по вариации удельного веса до 2%, породы этой группы испытывают некоторые колебания в составе. Пористость их значительно выше, чем лав первого вулканического комплекса. Преобладающей является открытая пористость. Неоднородность текстуры подчеркивается колебаниями пористости, а также анизотропией упругих волн. Последняя связана с полосчатой текстурой пород, разной степенью раскristаллизации основной массы и обнаруживает тенденцию к увеличению в экстрезивных образованиях. Общей закономерностью является увеличение коэффициента анизотропии в более кислых породах.

Из всех изученных вулканитов липарито-дациты и дациты второго вулканического комплекса являются наименее магнитными, что согласуется с минимальным содержанием в них железа и практически полным отсутствием рудного минерала в составе вкрапленников. В ряде случаев значительное уменьшение индуктивных характеристик вызвано также вторичными процессами выщелачивания рудных минералов. Отличительной особенностью их является аномально низкое отношение  $Fe_{\Sigma}/I_s \approx 3$ , что свидетельствует о вхождении значительных количеств железа в решетку магнитных минералов. Судя по термомагнитным свойствам, характерным рудным минералом является маггемит, особенно развитый в породах массива Оаш.

Андезито-базальты и андезиты, завершающие вулканический разрез массивов Оаш и Великий Шоллес, характеризуются неоднородностью распределения (коэффициенты вариации  $\sim 4\%$ ), низкими значениями удельного веса, пониженной пористостью. Более высокая упругость и теплопроводность андезитов с. Крива обусловлена повышенным содержанием вкрапленников (до 37%), среди которых более 10% составляют пироксены. Лавы массива Оаш менее магнитны и подвержены однофазному окислению с образованием катиондефицитных ферритов.

В заключение следует подчеркнуть, что в петрофизическом отношении исследованные вулканические породы обнаруживают явную связь с особенностями вещественного состава (основностью, количеством железа, концентрацией рудного) и сложения

породы (степени кристалличности, пористости). Степень тесноты связи зависит от физической природы каждого конкретного параметра.

Общей особенностью вулканических разрезов обоих массивов является присутствие в основании более плотных и магнитных пород с высокими упругими характеристиками. Наблюдается корреляция между содержанием во вкрапленниках темноцветных минералов и теплопроводностью. Лавы массива Великий Шоллес являются при этом более теплопроводными, чем их более основные аналоги в пределах хребта Оаш.

Таблица 32. Состав титаномагнетитов из некоторых вулканитов хребта Великий Шоллес

Объект исследований	Химический состав, вес %				$\theta_R$ образцов после 7 ч термообработки, °С
	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	
50	4,20	35,91	38,05	17,5	—
55	5,25	32,96	41,46	17,15	180**
58	5,30	45,13	23,03	19,15	175*
60	5,80	32,29	45,59	12,2	—
64	—	—	—	18,4	—

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории Научно-исследовательского сектора Киевского университета (аналитик В. Ф. Антоненко); \* — термообработка выполнена в кварцевой предварительно вакуумированной ампуле; \*\* — то же — в атмосфере гелия ВЧ; номер объектов исследований соответствуют приведенным в табл 7 и 31.

Наблюдаемая анизотропия скоростей упругих волн свидетельствует о присутствии в вулканических телах линейно-ориентированных зон. Во всех случаях упругая анизотропия кислых пород значительно выше, чем основных и наиболее ярко проявлена для пород с флюидальной текстурой. Анизотропия упругих волн вулканитов экструзивных фаций значительно выше лавовых.

Эффузивы низов разреза массива Великий Шоллес по сравнению с аналогичными образованиями массива Оаш более магнитны и устойчивы к температурным воздействиям, более пористы и характеризуются повышенными значениями теплофизических параметров. Совокупность этих особенностей подчеркивает некоторые специфические черты условий их формирования: различие загазованности исходной магмы, степени ее раскристаллизации, режима остывания.

Присутствие сосуществующих титаномагнетита и ильменита в основной массе и в составе вкрапленников эффузивов базальт — андезито-базальт — андезитового состава позволяет рассматривать их в качестве достаточно надежного источника информации о термодинамических условиях глубинных резервуаров магмы. Поскольку магнитные свойства пород, определенные

по результатам термомагнитного и минерографического анализов, не могут быть непосредственно использованы для суждения о составе титаномагнетитов, был выполнен отжиг образцов в инертных средах и химический анализ магнитных фракций из них (табл. 32). На основании полученных данных сделан вывод о близости составов высокотитанистых титаномагнетитов всех вулканитов. Этот факт свидетельствует об абиссальности магмопитающих источников, где, вероятно, также происходила начальная кристаллизация расплавов. После извержения лав на поверхность на позднемагматическом этапе активность окислителей возрастала, следствием чего явилось разрушение первично-гомогенных титаномагнетитов. Эти процессы протекали несколько по-разному в вулканитах массивов Великий Шоллес и Оаш. Для последнего более характерно низкотемпературное однофазное окисление с образованием дефектных шпинелидов.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАКАРПАТСКОГО ВНУТРЕННЕГО ПРОГИБА

Проявление вулканической деятельности на территории Закарпатья тесно связано с историей становления и тектоническим строением орогенной структуры Закарпатского внутреннего прогиба. Общеизвестна решающая роль крупных длительно живущих разрывных нарушений в формировании и размещении неогеновых вулканических образований Закарпатья. К таким структурам относится зона Закарпатского глубинного разлома, расположенная на сочленении складчатых Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба, и зона Припаннонского глубинного разлома, отделяющая Закарпатский прогиб от Паннонского массива. Помимо упомянутых, в Закарпатье установлено большое количество молодых разрывных нарушений продольного (северо-западного), поперечного (северо-восточного) и диагонального направлений, связанных с блоковой тектоникой. Эти нарушения в течение верхнего миоцена и плиоцена являлись зонами активных подвижек, приведших к блоковому расчленению Закарпатского прогиба.

Особенности пространственного распределения продуктов неогенового вулканизма находятся в зависимости от дифференциации колебательных движений в структурных единицах Закарпатья, с которыми в свою очередь связан тектонический режим зон глубинных разломов. Вулканические проявления локализуются преимущественно на границе зон поднятий и прогибов.

Внедрение плагииолипаритовых куполов на Береговском холмogerье связывается с деятельностью магматических очагов в паннонское время устойчивого тектонического режима, когда колебательные движения были минимальными вдоль разломов, отделяющих Паннонский массив от системы внутренних впадин. Проявления андезито-базальтового вулканизма в Закарпатском прогибе фиксируются почти на всем протяжении орогенного этапа: слабые вспышки его в раннеорогенную стадию (миоцен) сменились почти непрерывными извержениями в позднеорогенную стадию (средний сармат — поздний плиоцен). Преобладающим типом проявления андезито-базальтового вулканизма являлись взрывные и эффузивные извержения из полигенных аппаратов центрального типа, которые сопровождалась внедре-

нием экстрезий, субинтрузивных тел и др. Останцы крупных аппаратов в прогибе группируются в две основные полосы: юго-западную, так называемую цепь погребенных вулканов [40, 41], и северо-восточную, представленную цепью вулканов Выгорлат-Гутинской гряды. Первая приурочена к Припаннонскому разлому, а вторая наследует простирание Закарпатского, Виноградовского и Припаннонского разломов.

В западной и центральной частях Выгорлат-Гутинской гряды пространственное размещение эффузивов контролировалось тектоническим режимом Закарпатского глубинного разлома. Сформированные здесь постройки вулканических массивов Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил представлены ассоциациями пород андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — дацит — липарито-дацит. В результате различия колебательных движений в Солотвинской и Чопской впадинах возник поперечный субмеридиональный разлом, который контролировал в панноне и левантине вулканическую деятельность в хр. Великий Шоллес, где развиты ассоциации пород андезито-базальт — андезит — дацит — липаритового ряда. На сочленении Чопской впадины с Закарпатским разломом в панноне и особенно в левантине дифференцированные тектонические подвижки продолжались, возникали новые разрывы и активизировались старые, что и обусловило бурное развитие здесь вулканической деятельности. В зоне сопряжения поперечного Виноградовского и Припаннонского глубинного разломов в районе вулканического хребта Оаш представлены ассоциации базальт (оливиновый) — андезито-базальт — андезит — дацит — липаритов.

Общность тектонической позиции (связь с глубинными разломами) и характеристика проявления вулканитов ранее- и позднеорогенической стадий (миоцен — плиоцен) обусловила и характерные черты общности их петрографии, химизма, распределения элементов-примесей и физических свойств.

Состав вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды и цепи погребенных вулканов в целом меняется от базальтов до липаритов. По минеральному составу и соотношениям минералов-вкрапленников среди пород основного — среднего ряда (базальты — андезиты) преобладают пироксеновые разности с различным соотношением вкрапленников: двупироксеновые, гиперстеновые, гиперстен-плагиоклазовые. В отдельных вулканах широко развиты оливин-пироксеновые породы этого ряда. Кислый ряд пород андезито-дацит — липарит представлен гиперстеновыми, роговообманково-гиперстеновыми, роговообманково-биотитовыми (с гиперстеном) разностями. Почти постоянно присутствует клинопироксен. Характерно появление гранатовых (альмандин) разностей.

Особенностью всех вулканических пород Закарпатья является отсутствие резких границ между членами ряда базальт — липарит, единство ассоциаций или закономерность изменения

парагенезисов минералов-вкрапленников. Так, характерной минеральной ассоциацией для пород основного — среднего состава является  $[Pl_{65-70(80-85)} + Ol + cPx \pm Hy]$  и  $[Pl_{62-63(77-82)} + Hy + cPx \pm Ol]$ , для кислых —  $[Pl_{60-68} + Hy \pm cPx \pm (Bi, Nb)]$  и  $[Pl_{45-60} \pm (Hy) \pm (Q) \pm (Garn)]$ . Переход от одной петрографической разности к другой в породах близкой основности происходит за счет изменения соотношения минералов-вкрапленников.

Плагиоклазы, наиболее распространенные минералы вкрапленников, характеризуются высокой известковистостью: обычны, даже в дацитах, лабрадор и битовнит (№ 62—70), а в более основных лавах, битовнит и анортит (№ 85—92). Широко распространены сквозные генерации основных плагиоклазов (№ 60—70), проходящие через всю гамму дериватов. Все это свидетельствует о несомненной парагенетической связи пород. Частота встречаемости высокоосновного плагиоклаза среди вкрапленников закономерно возрастает от дацитов к базальтам. Плагиоклаз более кислого состава (№ 40—60) характерен, главным образом, для липаритов и липарито-дацитов Береговского холмогорья и сравнительно редок в аналогичных породах Выгорлат-Гутинской гряды. В более основных породах он встречается только в микровкрапленниках и во внешних каймах зональных кристаллов.

Для гиперстена в породах ряда базальт — липарит характерно постоянство состава ( $2V = 58 + 60^\circ$ ), высокая магнезиальность (33—38% железистого компонента, по Трегеру [70]), ассоциация с вкрапленниками лабрадора (№ 60—70), с которыми, судя по характеру взаимоотношений, он кристаллизовался одновременно. В отдельных разностях пород появляется бронзит ( $2V = 70—72^\circ$ ).

Оба эти минерала часто сильно корродированы стеклом основной массы, разбиты трещинами, деформированы и раздроблены. Следует отметить также не только относительное постоянство состава плагиоклаза и гиперстена в породах различной основности и времени образования, но сходный размер, габитус, облик зерен и характер их взаимоотношений с другими минералами. Наблюдается некоторое увеличение степени низкотемпературного изменения вкрапленников в тортон-сарматских вулканитах по сравнению с паннон-левантинскими.

Состав клинопироксена изменяется более широко (от пижонита до авгита), оптические константы его непостоянны ( $cNg = 30—56^\circ$ ,  $2V = 34—54^\circ$ ). По отношению к гиперстену и плагиоклазу ранних генераций он является более поздним выделением, содержания его колеблются, но, как правило, остаются более низкими, чем для гиперстена (табл. 33).

Оливин присутствует только в наиболее основных разностях базальтоидного состава. Состав его, по данным В. С. Соболева

Таблица 33. Средние модальные минералогические составы вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба

Тип породы	Вулканические массивы	Основная масса	Сумма вкрапленников	Pl	Орх	Срх	Ol	R	Прочие минералы	Преобладающие номера плагиоклаза
I	4	66,2	33,8	23,4	0,4	6,0	3,8	0,2	—	68 (86, 85)
	6	65,0	35,0	31,7	—	0,8	2,2	0,3	—	60—65 (82—86)
II	1	70,7	29,3	22,6	3,2	2,5	—	0,9	—	65—69 (72—74)
	2	68,3	31,7	24,3	5,3	2,0	—	0,2	—	64—70 (80—83)
	3,4	68,1	31,9	23,9	4,1	3,4	—	0,5	—	62—69 (80—82)
	5	64,2	35,8	27,8	4,0	2,6	—	1,2	—	57—67 (82—83)
III	6	64,5	35,5	27,3	4,4	3,1	—	0,7	—	62—67 (82—90)
	2	71,5	28,5	26,5	1,6	0,2	—	0,2	—	65—70
IV	5	73,3	26,7	25,2	1,0	0,1	—	0,3	—	68—70 (77—79)
	2	64,9	35,1	34,2	0,5	0,4	—	—	—	64—72 (76—80)
V	5	74,6	25,4	23,3	0,8	0,5	—	0,8	—	61—67
	2	63,8	36,2	29,1	3,9	2,2	—	0,9	0, i	62—66 (55—58)
VI	6	65,7	34,3	24,8	5,8	2,7	—	0,9	(Bi)	60—68 (53—54)
	3	88,7	11,3	10,4	0,5	—	—	0,4	—	61—64 (80)
VII	5	79,6	20,4	20,2	0,1	—	—	0,1	—	65—67 (80)
	7a	94,5	5,5	5,2	0,1	—	—	0,2	—	43—48
	7б	92,2	7,8	5,4	—	—	—	0,2	2,2 (Q)	43—49 (37—39)
	2	96,3	3,7	3,4	—	—	—	—	0,3	58—65 (42—48)
VII	5	99,2	0,8	0,7	0,1	—	—	—	(Garn)	62—65 (45—48)
	6	99,4	0,6	0,4	0,01	—	—	0,2	—	59—68 (40—45)

Примечание. Типы вулканических пород: I — оливиновые базальты и андезито-базальты; II — двупироксеновые андезито-базальты и андезиты; III — гиперстеновые андезито-базальты и андезиты; IV — плагиоклазовые андезито-базальты и андезиты; V — двупироксеновые андезито-дациты и дациты; VI — плагиоклазовые андезито-дациты и дациты; VII — липариты и липарито-дациты. Вулканические массивы: 1 — цепь погребенных вулканов; 2 — Попричный, Анталовский; 3 — Сняк, Борлиов Дил; 4 — г. Бужора; 5 — Великий Шоллес; 6 — Оаш; 7 — Береговское холмогорье (а — бескварцевые; б — кварцсодержащие разновидности пород). Минералы: Pl — плагиоклаз Орх — ортопироксен; Срх — клинопироксен; Ol — оливин; Bi — биотит; Q — кварц; Garn — гранат. В скобках в последней графе показан второй по распространенности номер плагиоклаза.

[58], существенно магнезиальный (12—22% фаялитовой молекулы), большая часть зерен полностью замещена вторичными минералами — хлоритом, иддингситом, карбонатом, гидроокислами железа.

Реже среди вкрапленников встречаются также биотит и базальтическая роговая обманка, в основном в породах экструзивных куполов. В липаритах и липарито-дацитах Береговского холмогорья присутствует также кварц (до 2,5%), а в породах близкого состава из района Перечин-Дубриничи—гранат (до 0,3%). Акцессорная минерализация в лавах представлена цирконом, апатитом, корундом, пиритом, киноварью, ильменитом, магнетитом, рутилом, анатазом, гранатом. Характерны частые находки муассанита [19, 47].

Появление определенных петрографических разностей пород не связывается с этапностью вулканической активности: так, оливинсодержащие базальты и андезито-базальты фиксируются как в низах (хр. Оаш), так и в верхах (горы Бужора, Плишка) вулканических разрезов, но во всех случаях появление их предопределяется активностью тектонического режима отдельных участков Выгорлат-Гутинской гряды, пересечением зон и узлов долгоживущих или активизированных разломов с более поздними. Наличие же переходных разностей от базальта до липарита при сквозной ассоциации — плагиоклаз (лабрадор) — пироксен (гиперстен) вкрапленников свидетельствует о парагенетической связи вулканических пород обеих неогеновых цепей Закарпатья — Выгорлат-Гутинской гряды и Чопской цепи погребенных вулканов.

Неогеновые вулканические породы Закарпатья в целом и петрохимически очень выдержаны и относятся к известково-щелочному предельно сильному и сильному тихоокеанскому типу. Серийный индекс Ритмана для вулканических пород исследованных регионов колеблется в небольших пределах (0,56—1,73 — вулканические массивы Попричный, Анталовский; 0,59—1,53 — Сняк, Борлиов Дил; 1,50 — 2,09 — Великий Шоллес; 0,59 — 1,96 — Оаш; 1,30—1,68 — цепь погребенных вулканов; 1,22—1,69 — Береговское холмогорье), а индекс затвердевания Куно для каждой из рассмотренных серий практически имеет постоянное значение ( $s_i = 15$ ).

На плоскости ASB сводной диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 31) андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — дацит — липаритовые образования. Выгорлат-Гутинской гряды формируют сильно вытянутый по «b» непрерывный рои фигуративных точек, группирующихся вокруг линии Пеле и в пространстве Пеле—Лассен-Пик. В рассматриваемых сериях пород имеем все переходные разности от базальтов через широко представленный ряд андезито-базальт — андезитов до экструзивных дацитов и липарито-дацитов. Характерно при этом, что ареалы распространения пород выделяемых эруптивных фаз не обособ-

ляются, а перекрываются на всем протяжении поля диаграммы. Вне приуроченности к отдельным комплексам или фазам вулканизма выделяются петрографические группы: базальт — андезито-базальты, андезито-базальт — андезит — дациты и липарито-дацит-липариты. При этом наиболее непрерывный ряд пород представлен в западном и центральном районах гряды

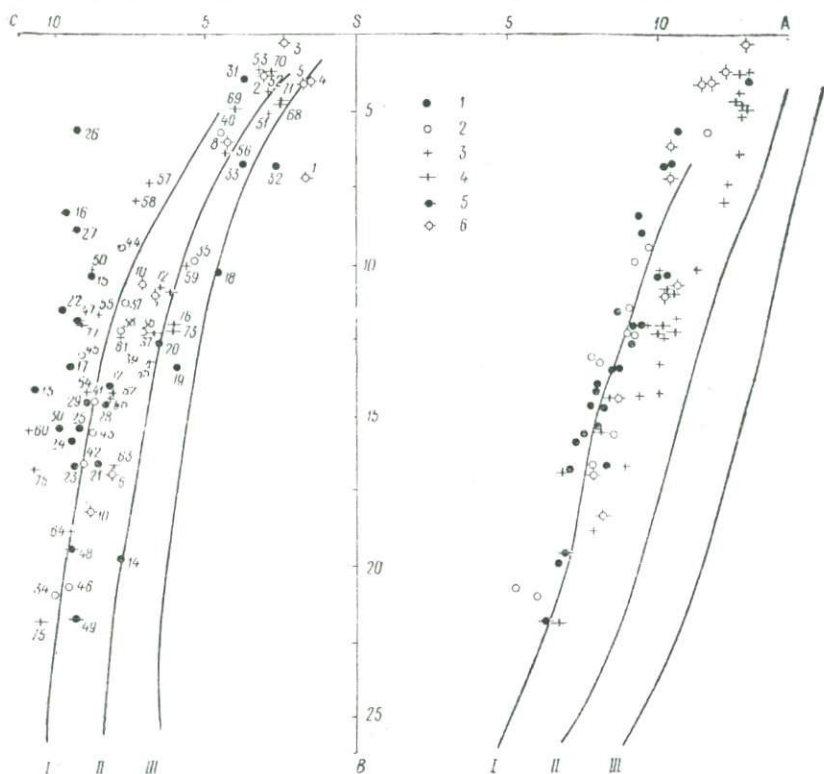


Рис. 31. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для новейших эффузивов Закарпатского внутреннего прогиба:

1 — вулканические массивы Попричный, Анталовский; 2 — Синяк, Борлиов Дил; 3 — Великий Шоллес; 4 — Оаш; 5 — г. Бужора; 6 — Береговое холмогорье и цепь погребенных вулканов. Нумерация объектов опробования соответствует приведенной в табл. 6.

(вулканические массивы Попричный, Анталовский, Синяк, Борлиов Дил), в пределах же хр. Оаш составы пород более контрастны (базальт — андезит — липарит).

Наблюдается некоторая дифференциация составов рассмотренных серий по латерали: эффузивы вулканических хребтов Шоллес и Оаш, пространственно тяготеющие к Хуст-Виноградовскому и Припаннонскому глубинным разломам, в целом более щелочны, чем аналогичные им серии вулканических пород

массивов Попричный, Анталовский, Сняк (связанных с Закарпатским глубинным разломом), вариационные линии их составов отчетливо смещены вправо. Полосы распространения фигуративных точек вулканитов массивов Попричный, Анталовский и Сняк, Борлиов Дил перекрываются. Таким образом, плиоценовые вулканиты Выгорлат-Гутинской гряды формируют петрохимически единый ряд, что, видимо, отражает факт их генетического родства.

Андезито-базальт — андезиты сармата и паннон-левантина Чопской цепи погребенных вулканов по петрохимическим показателям и положению на диаграмме не отличаются от эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды. Характерно также, что липариты куполов Береговского холмогорья, гранатсодержащие липариты основания разреза района Перечин-Дубриничи и липарито-дациты куполов хребтов Великий Шоллес и Оаш располагаются на диаграмме в пределах одного роя.

Заслуживает внимания также характер размещения фигуративных точек на плоскости CSB — эффузивам Выгорлат-Гутинской гряды свойственны большие колебания анортитовой извести. При этом для андезито-базальтов массивов Попричный, Анталовский (в меньшей степени Сняк) при общем поокислении пород (по «b») содержание анортитовой извести либо остается постоянным (и повышенным), либо уменьшается менее интенсивно, чем свойственно для эталонных естественных вулканических серий мира (Пеле, Лассен-Пик). Для вулканитов хребтов Великий Шоллес и Оаш изменение известковистости соответствует эталонным сериям.

По исследованным сериям пород для типов базальт, андезито-базальт и др. (в соответствии с классификацией Ф. Ю. Левинсон-Лессинга) для отдельных вулканических массивов и Выгорлат-Гутинской гряды в целом подсчитаны средние химические составы (табл. 34). При общей однородности составов соответствующих типов пород по гряде базальт — андезито-базальты хребтов Великий Шоллес и Оаш отличаются повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженными  $\text{MgO}$ . Относительно средних составов известково-щелочных разностей пород [72] вулканические породы основного — среднего состава Выгорлат-Гутинской гряды характеризуются большей кремнекислотностью, глиноземистостью, известковистостью, большими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  и меньшими —  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ . Для липаритов сохраняется разница составов по глинозему, извести, закисному железу. Выявленная специфика общего химизма неогеновых вулканических образований Выгорлат-Гутинской гряды является типичной для андезитовых формаций молодых орогенов и островных дуг [29, 76].

На тройной диаграмме (рис. 32) Ab—An—Or (альбит-анортитортотклаз) поле распространения плиоценовых вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды имеет вид не очень широкой,

почти вертикальной полосы, что отражает постоянство (статистическое) соотношения  $K_2O/Na_2O$  при общем возрастании (Ab—Oг)-компоненты. Наиболее стабилен состав плагиоклаза в андезито-базальт—андезитах ранней вулканической фазы на массивах Попричный, Анталовский, Синяк. На этой диаграмме также отмечается смещение вариационных линий нормативных составов плагиоклазов вулканических массивов Великий Шоллес и

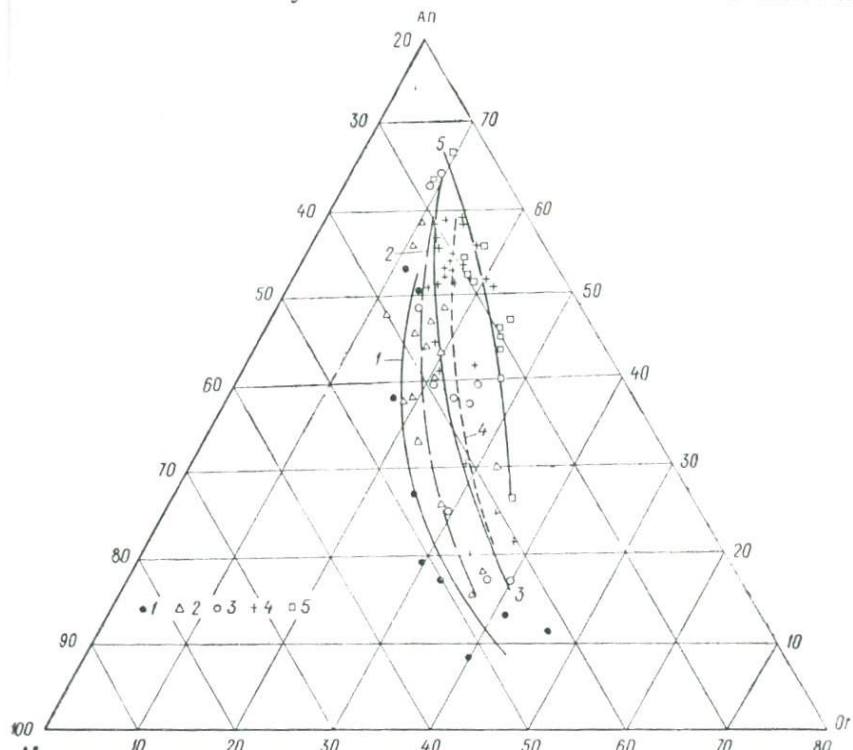


Рис. 32. Диаграмма альбит—ортоклаз—анортит (Ab—Oг—An) для вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба:

1 — эффузивы Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов; 2 — хр. Великий Шоллес; 3 — хр. Оаш; 4 — вулканических массивов Попричный, Анталовский; 5 — массивов Синяк и Борлянов Дил.

Оаш относительно массивов Попричный и Синяк, вследствие увеличения в них доли Ab-составляющей для всей гаммы номеров плагиоклазов (рис. 32). Миоценовые эффузивы Чопской цепи погребенных вулканов и Береговского холмогорья занимают при этом крайнее «левое» положение, т. е. для них характерно наибольшее отношение Ab/Oг при том же содержании анортитовой компоненты.

На диаграмме (рис. 33) Боуэна и Таттла (Q—Oг—Ab) фигуративные точки плиоценовых липарито-дацит—липаритов разных вулканических циклов располагаются вблизи минимума на

Таблица 34. Средние химические составы основных типов неогеновых вулкани

Тип пород, район гряды		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
I	2	51,43	0,60	18,50	3,26	5,83	0,16
	3	51,93	0,83	18,89	3,95	5,52	0,07
	4	50,27	0,69	19,83	3,37	5,74	0,13
	5	52,17	0,68	17,71	2,42	6,37	0,17
II	1	55,48	0,72	18,67	3,24	3,72	0,08
	2	55,28	0,66	18,26	2,13	5,79	0,12
	3	55,07	0,78	19,24	3,81	3,83	0,04
	4	55,48	0,92	19,62	4,12	3,14	0,07
	5	54,28	0,71	18,76	2,00	5,72	0,16
	6	55,15	0,82	17,87	2,99	5,31	0,11
III	1	59,20	0,70	18,63	3,70	1,94	0,09
	2	59,89	0,55	17,25	2,53	3,86	0,14
	3	59,37	0,68	17,89	3,57	2,96	0,05
	4	60,85	0,63	16,73	2,56	3,64	0,06
	6	59,58	0,68	17,68	3,33	3,27	0,08
	IV	1	67,21	0,19	16,16	1,38	1,15
2		67,88	0,19	16,28	1,60	1,70	0,04
3		66,23	0,44	15,75	2,73	1,62	0,02
4		67,13	0,41	15,33	3,11	0,67	0,01
6		66,37	0,47	14,57	4,07	0,63	0,02
V		1	70,24	0,12	15,78	1,46	0,38
	3	70,15	0,23	14,80	1,82	0,97	0,01
	4	70,48	0,26	14,84	1,62	0,45	0,01
	7	73,03	0,19	13,53	1,58	0,55	сл.
	В целом для гряды	I	51,21	0,70	18,95	3,27	5,84
II		55,25	0,74	18,67	3,09	4,35	0,08
III		59,71	0,65	17,66	3,16	3,06	0,08
IV		66,69	0,30	16,24	2,23	1,13	0,04
V		71,66	0,20	14,30	1,62	0,59	0,01
Средние типы пород	I	50,83	2,03	14,07	2,88	9,00	0,18
	III	51,43	2,60	13,05	3,36	9,74	0,19
	IV	63,58	0,64	16,67	2,24	3,00	0,11
	V	73,66	0,22	13,45	1,25	0,75	0,03

Примечание. I — базальты (47—52% SiO<sub>2</sub>); II — андезито-базаль (68,5% SiO<sub>2</sub>); V — липариты (>68% SiO<sub>2</sub>).

Районы вулканических хребтов: 1 — Попричный и Анталовский; 2 — Ская ская цепь погребенных вулканов; 7 — Береговое холмогорье.

Средние типы пород по [72]: I — толеитовый базальт мало- или безоли щелочной.

ческих пород Закарпатья

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	п.п.п.	Σ
5,35	10,01	1,86	0,90	0,12	0,70	0,84	99,56
4,84	7,99	2,58	1,20	0,41	1,19	0,77	100,17
4,22	10,20	2,17	1,00	0,17	0,32	1,85	99,96
5,77	9,51	2,00	1,10	0,20	0,65	1,12	99,87
3,98	7,94	2,35	1,61	0,17	1,08	1,46	99,50
3,87	7,75	2,14	1,68	0,20	0,70	1,24	99,86
3,00	7,60	3,02	1,70	0,22	0,94	1,07	100,32
2,24	7,64	3,08	1,80	0,26	1,07	0,78	100,22
3,98	7,73	2,15	1,95	0,16	0,43	0,88	99,88
4,05	7,59	2,55	1,51	0,27	0,47	0,91	99,60
2,15	6,40	2,55	2,09	0,16	1,11	1,10	99,72
2,75	6,33	2,22	2,57	0,15	0,72	0,90	99,76
2,31	5,95	3,29	2,22	0,30	0,78	0,76	100,12
2,82	5,45	2,75	2,64	0,16	0,79	1,06	100,14
2,41	5,86	3,11	2,09	0,21	0,56	1,16	99,96
0,88	2,63	2,42	3,07	0,25	1,62	0,65	99,29
0,78	3,65	2,81	3,74	0,17	0,45	0,47	99,74
1,35	3,47	3,62	3,18	0,13	0,65	0,61	99,80
0,78	3,43	3,60	3,28	0,15	0,17	0,65	99,72
0,91	3,36	3,40	2,48	0,15	1,08	2,02	99,53
0,36	2,57	3,03	3,46	0,06	0,75	1,49	99,72
0,31	2,31	3,33	3,87	0,06	0,71	1,04	99,61
0,38	2,13	3,25	3,87	0,09	1,17	1,39	99,94
0,38	1,76	3,18	3,46	0,13	0,64	1,43	99,86
4,88	9,58	2,16	1,04	0,22	0,84	1,29	100,11
9,71	7,74	2,48	1,66	0,20	0,78	0,88	99,64
2,48	6,03	2,75	2,35	0,20	0,79	0,84	99,76
0,91	3,26	3,01	3,09	0,17	1,07	1,15	99,29
0,37	2,03	3,20	3,61	0,10	0,76	0,74	99,19
6,34	10,42	2,23	0,82	0,23	0,91	—	100,00
5,28	8,78	3,18	1,04	0,48	0,87	—	100,00
2,12	5,53	3,98	1,40	0,17	0,56	—	100,00
0,32	1,13	2,99	5,35	0,07	0,78	—	100,00

ты (52—57% SiO<sub>2</sub>); III — андезиты (57,2—62% SiO<sub>2</sub>); IV — дациты (63,1— няк и Борлиов Дил; 3 — Великий Шоллес; 4 — Оаш; 5 — г. Бужора; 6 — Чоп- виновый; III — толеитовый андезит; IV — дациты; V — риолит известково-

котектических линиях кремнезем — полево́й шпат. Ареал их распространения является непосредственным продолжением ареала фигуративных точек андезито-базальт — андезитовой серии, что подтверждает генетическую связь этих серий пород и определяющую роль фракционирования при их образовании. Фигуративные точки миоценовых липаритов куполов Береговского

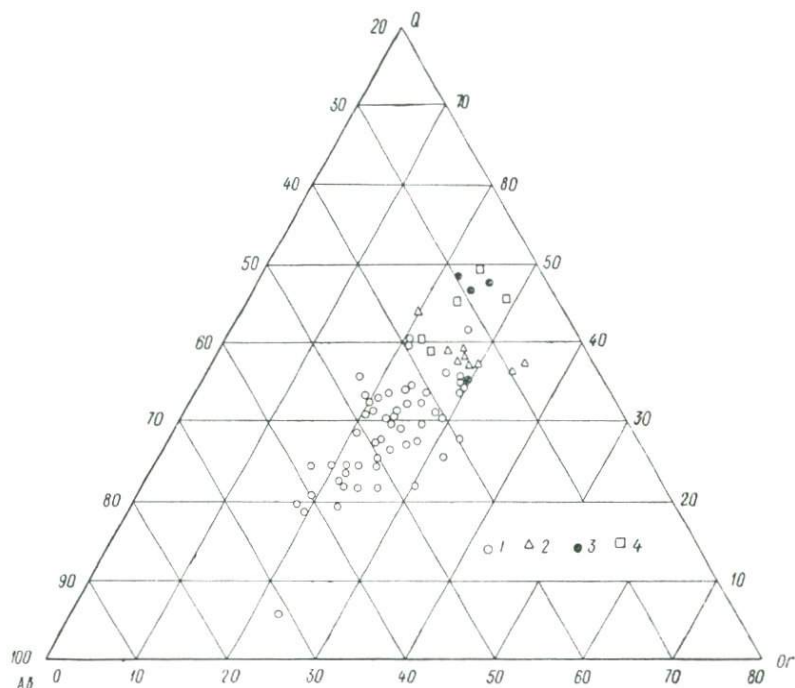


Рис. 33. Диаграмма Боуэна и Таттла (Q—Ab—Or):

1 — базальт — андезито-базальт — андезит — андезито-дациты и дациты вулканических массивов Попричный, Анталовский, Сияк, Борлиов Дил, Великий Шоллес, Оаш; 2 — экструзивные липариты и липарито-дациты этих серий; 3 — гранатосодержащие липариты района Перечин-Дубриничи; 4 — липариты куполов Береговского холмогорья.

холмогорья и гранатосодержащих липаритов района Перечин-Дубриничи располагаются чуть выше котектического минимума в поле первичной кристаллизации кремнезема.

На диаграмме (рис. 34) Уэджера и Дира  $[(Fe_2O_3 + FeO) - MgO - (Na_2O + K_2O)]$  все серии неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба располагаются преимущественно в поле гиперстеновой серии пород Куно, обнаруживая направление дифференциации, близкое к таковому для средних составов пород по Р. О. Дели. Ближе к полю пижонитовой серии, частично попадая в нее, располагаются андезиты, дациты и липарито-дациты хребтов Великий Шоллес и

Оаш, т. е. для них характерно относительное увеличение роли железа по сравнению с магнием.

Таким образом, при общей выдержанности химизма неогеновых вулканических образований Закарпатского внутреннего прогиба устанавливается некоторая специфичность состава образований, определяемая их структурно-тектоническим положе-

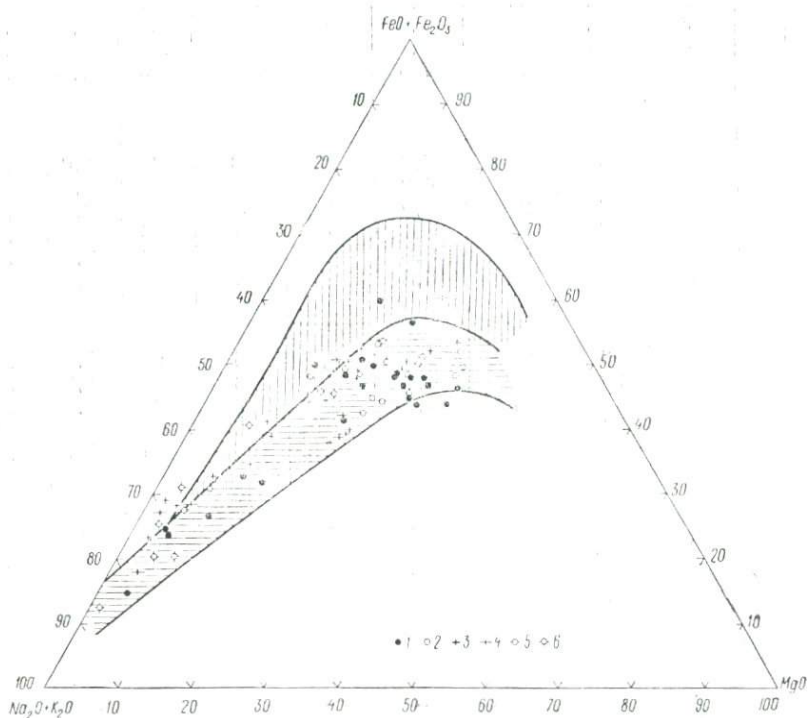


Рис. 34. Диаграмма Уэджера и Дири ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ )— $\text{MgO}$ —( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) для вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба.

Условные обозначения объектов исследования такие же, как и на рис. 32. Горизонтальной штриховкой показано поле гиперстенной серии, вертикальной — поле пижонитовой серии вулканических пород по Куно.

нием в системе прогиба. Большая щелочность и железистость, появление оливиновых разностей и более основных в целом (до базальтов) образований характерно для серий вулканических пород юго-восточной части гряды — хребтов Великий Шоллес и Оаш, контролируемых Виноградовским и Припаннонским глубинными разломами, по сравнению с теми же петротипами пород в пределах вулканических массивов Попричный, Анталовский, Сняк, контролируемых Закарпатским глубинным разломом.

Анализ распределения содержания элементов-примесей позволяет установить для пород группы базальт — андезитобазальт — андезит по сравнению с кларковым уровнем (по А. П. Ви-

Таблица 35. Средние содержания элементов-примесей в основных петрографических типах неогеновых вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды

Тип пород, район гряды		F						Sn Mo	
		Ti	Cr	Ni	Co	V	Mn		
I	2	41,2	77,5	6,2	21,8	259	137	1,6	2,2
	3	55,4	26	6,5	19	212	142	2,6	2,5
	4	55,5	34	7,1	20	215	170	2,2	2,6
	5	41	79	7,3	19	205	153	2,3	2,5
II	1	53	39	6,8	12	168	89	2,0	2,3
	2	41	39	4,2	11	100	105	1,8	2,1
	3	67	21	4,9	14	169	116	2,4	2,4
	4	67	26	6,2	16	257	135	2,4	2,5
	5	53	40	5,8	14	148	123	2,1	2,4
	6	65	26	5,8	14	191	111	1,9	2,9
III	1	58	24	4,3	8,6	115	66	1,9	2,1
	2	35	49	4,4	12	113	96	1,5	2,7
	3	49	17	3,4	8	113	82	2,1	2,5
	4	44	21	4,2	7,9	123	84	2,0	2,3
	6	53	21	4,3	8,8	105	126	1,7	2,6
IV	1	13	11	—	—	5	32	6,2	2,3
	2	13,4	19	—	—	14	39	27	2
	3	23	13	—	—	42	61	1,5	2,3
	4	27	9,6	—	—	24	53	4,1	3,1
	6	31	17	—	—	80	82	1,4	2,2
	V	1	9,1	7,3	—	—	5	44	3,4
3		13,6	8,9	—	—	12,8	32	3,4	2,5
4		16,2	7,9	—	—	9,2	34	3,6	2,2
7		17,2	12	—	—	9	26	3,7	2,9
В целом по гряде	I	56	50	6,8	20	220	157	2,2	2,5
	II	50	33	5,7	13	158	103	2,1	2,4
	III	46	27	4,1	9	115	85	1,9	2,4
	IV	20	13	—	—	28	47	3,6	2,3
	V	15	10	—	—	9	29	3,6	2,6
T	42	56	18	24	175	120	0,8	1,1	
BC	80	50	55	10	110	120	—	0,9	
BK	23	25	8	5	40	60	3	1	

Примечание. Содержание химических элементов даны в вес. % Rb, Cs) · 10<sup>-4</sup>%; \* — не определялись; I—V — основные петрографические типы I—7 — исследованные породы вулканических массивов соответствуют прив [104]; BC, BK — кларки по А. П. Виноградову соответственно для пород сред

Таблица 36. Средние содержания элементов-примесей в основных петрографических типах неогеновых вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды

R			C				A		
							Li	Rb	Cs
Zr	Y	U	Ga	Cu	Pb	Zn	Li	Rb	Cs
11,3	1,7	1,3	1,3	4,7	8,5	6,2	10	32	1
15	2,2	1,5	1,4	7,2	19	8	12	41	1,3
12	2,1	1,1	2,0	5,8	14	8	6	34	1,6
12	1,8	0,8	1,5	5,0	13	6,7	12	42	1,2
13	2,0	*	1,2	5,1	15,2	7,6	16	69	3
13	1,8	1,8	1,3	4,4	15,5	7,1	22	80	3,7
15	2,1	2,2	1,4	6,1	23	8,5	13	56	1,7
12	2,2	2,1	1,4	5,1	20	7,6	7,8	42	2,1
15	2,1	0,5	1,4	4,6	26	7,5	20	67	2,7
14	2,3	0,9	1,4	3,8	10	7,4	9	63	6,8
13	2,1	1,4	1,2	5,3	16	6	21	88	3,8
11,5	1,9	2,2	1,1	4,6	13	5,4	25	91	3,9
16	2,2	2,3	1,3	5,1	25	6,8	18	89	3,0
13,5	2	2,5	1,2	4,0	24	6,2	20	106	4,7
14	3,0	1,7	1,2	3,3	15	6,5	11	87	2,8
43	—	*	2,2	5,4	40	10	11	130	6,8
35	1,6	*	1,1	2	20,4	5,1	39	180	5,3
15	1,5	*	1	4,4	19	5,0	31	126	3,6
3,7	1,7	*	1,6	4,2	31	6,6	28	136	5,1
13	1,7	*	1	4,4	10	4	15	95	3,6
34	1	*	1,7	4,3	26	9	51	138	5,4
37	1,6	4,3	1,5	3,4	33	5,8	30	171	7,5
36	1,5	4,0	1,4	4,2	33	5,5	24	156	5,8
35	1,8	2,4	1,4	4,0	16	5,3	15	121	4
12	2	1,2	1,7	5,7	13,8	7,4	9,4	37	1,3
14	2,0	1,6	1,3	4,0	17	7,7	16,2	67	3,2
14	2,1	2,2	1,2	4,6	19	6,6	22	92	3,7
27	1,6	—	1,5	4,3	24	6,2	24	130	5,5
35	1,6	3,3	1,5	4	26	6	19	140	5,1
11	*	0,69	1,6	5,4	6,7	10	31	1,3	
26	—	1,8	2	3,5	15	7,2	20	100	—
20	3,4	3,5	2	2	20	6	40	200	5

Ti · 10<sup>-2</sup>%; (Mn, Zr, Y, Ga, Cu, Zn) · 10<sup>-3</sup>%; (Cr, Ni, Co, V, Sn, Mo, U, Pb, Li, Rb, Cs) · 10<sup>-4</sup>%; \* — не определялись; I—V — основные петрографические типы I—7 — исследованные породы вулканических массивов соответствуют прив [104]; BC, BK — кларки по А. П. Виноградову соответственно для пород сред

ноградову) обеднение элементами-примесями фемической группы, особенно Cr, Ni, Co, слабее Mn, геохимически тесно связанными с магнием и закисным железом, Ti, а также Zr из группы редких примесей. Для пород дацит — липарито-дацит — липаритового ряда фиксируется унаследованный дефицит по элементам группы *F*, но появляется отчетливое обогащение редкими Sn, Mo, Zr и цветными Cu, Pb элементами (табл. 35). При сопоставлении с более специализированным эталоном (известково-щелочным андезитом С. Р. Тейлора [66]) подтверждается обеднение рассматриваемых базальт — андезито-базальт — андезитдацитов серий неогеновых вулканитов Закарпатья Cr, Ni, Co, Mn, некоторое обогащение Sn, Mo, U, Pb, Li, Rb, Cs, т. е. геохимическая специализация отвечает особенностям общего химизма — обеднению MgO, FeO и повышению кремнекислотности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ).

Сравнивая распределение химических элементов в породах одного петротипа (базальт, андезито-базальт и т. п.) рассмотренных участков Закарпатья, необходимо подчеркнуть большую его однородность: колебания средних содержаний в породах одного типа по гряде не превышают половины порядка. Во всех типах пород хребтов Великий Шоллес и Оаш выявляется относительное повышение содержаний Ti и Pb и понижение Cr по сравнению с аналогичными вулканитами западных и центральных районов.

Отношение K/Rb для вулканитов всех выделенных в пределах гряды фаз колеблется в небольших пределах (190—240), что может интерпретироваться как признак их комагматичности, генетического родства. Для липаритов Береговского холмогорья K/Rb (224) несколько повышено по сравнению с экстрюзиями липарито-дацитов плиоцена (187).

В изменении отношения Ti/Mn, которое используется некоторыми исследователями [1, 2] в качестве меры глубинности образования магматических пород, не обнаруживается направленного изменения с возрастом пород. Эффузивы вулканического комплекса массива Сияк характеризуются относительно постоянными (3,0—4,5) значениями этого параметра. В целом эффузивы юго-восточных районов (хребтов Великий Шоллес и Оаш) характеризуются более высокими значениями отношения Ti/Mn (до 10,5).

Исследование характера распределения основных породообразующих окислов и элементов-примесей рассмотренных серий вулканических пород, (рис. 35—39) в зависимости от возрастания кремнекислотности и индекса кристаллизации Куно, указывает на определяющую роль фракционирования для таких компонентов; MgO, Cr, Ni, Co, Mn, V, Ti. Распределение концентраций элементов-примесей группы *R* в ряду андезито-базальт — андезитов не коррелируется  $\text{SiO}_2$  или *si*. Концентрации их изменяются слабо.

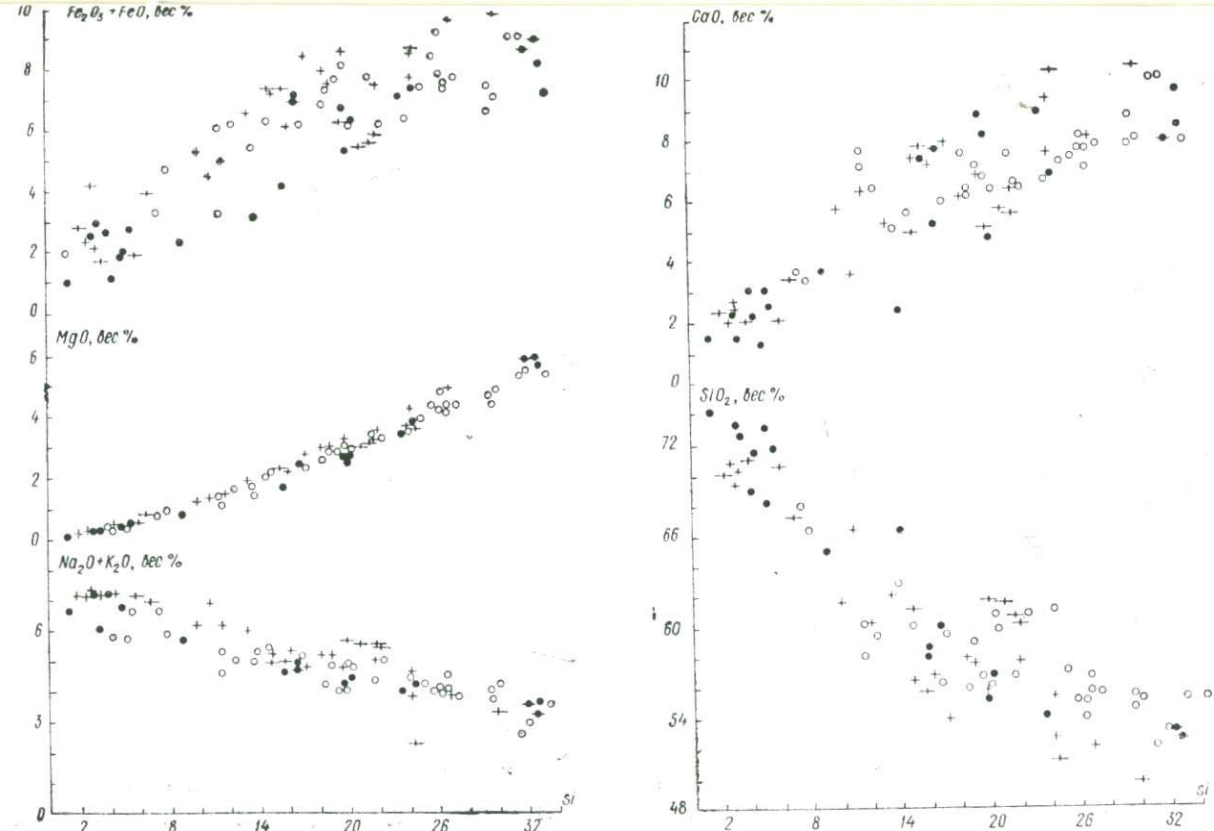


Рис. 35. Вариационные диаграммы  $[(Fe_2O_3 + FeO), MgO, CaO, (Na_2O + K_2O), SiO_2] - Si$  для неогеновых вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 32.

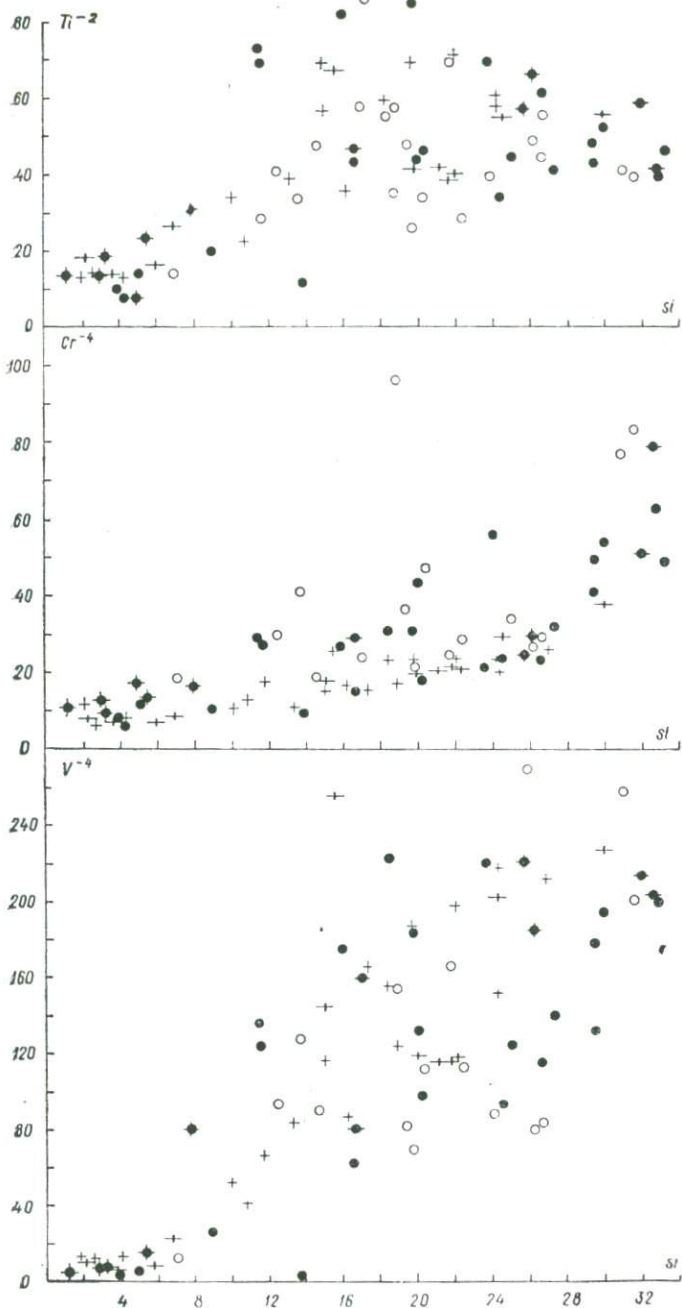


Рис. 36. Вариационные диаграммы (Ti, Cr, V)—*si*.  
Условные обозначения такие же, как и на рис. 32.

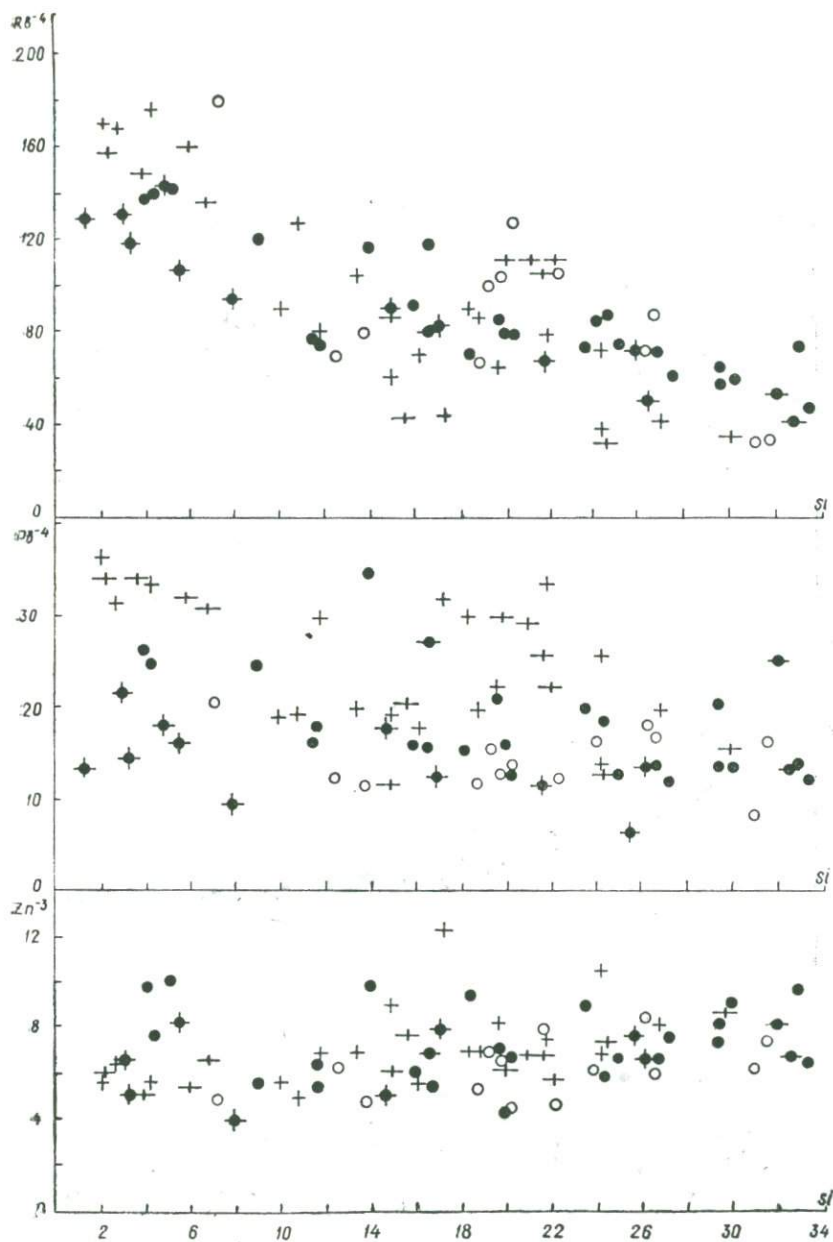


Рис. 37. Вариационная диаграмма (Pb, Zn, Rb)—*si*.

Условные обозначения такие же, как и на рис. 32.

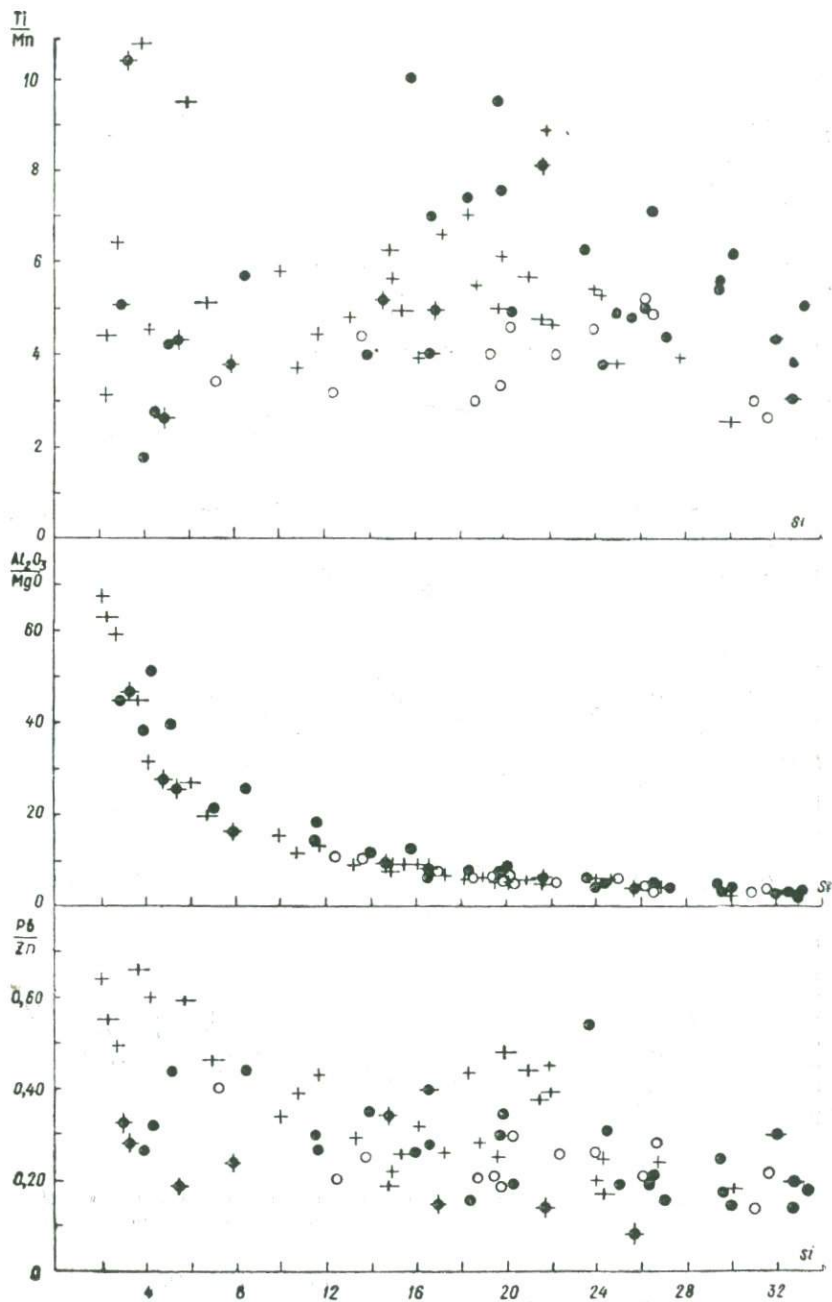


Рис. 38. Вариационная диаграмма ( $Ti/Mn$ ,  $Al_2O_3/MgO$ ,  $Pb/Zn$ )—*si*.  
Условные обозначения такие же, как и на рис. 32.

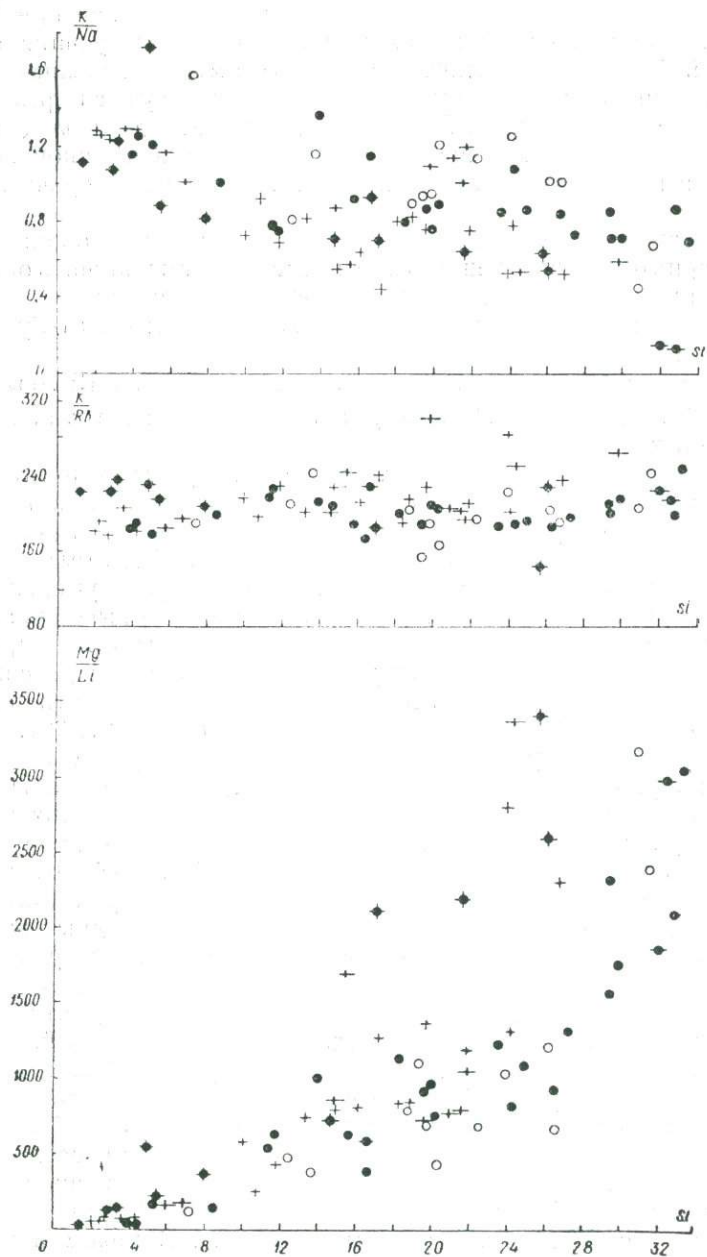


Рис. 39. Вариационная диаграмма  $(K/Na, K/Rb, Mg/Li) - si$ .  
 Условные обозначения такие же, как и на рис. 32.

Липарито-дациты и липариты экструзивных куполов при наблюдении общих особенностей химизма предшествующих образований (обеднение фемическими примесями, повышенная основность минералов-вкрапленников) характеризуются резким повышением концентрации Zr, Pb, Zn, Rb, преобладанием K над Na, что может рассматриваться как результат возможной контаминации их при становлении в обособленных периферических очагах.

Исследование физических свойств вулканических образований Закарпатского внутреннего прогиба позволило получить обобщенную их характеристику для разрезов отдельных участков и в целом для цепей погребенных вулканов и Выгорлат-Гутинской гряды.

Среднее значение для объемного веса базальтов Выгорлат-Гутинской гряды ( $\bar{\rho} = 2,76 \text{ г/см}^3$ ) значительно выше таковых, приведенных в [32, 33].

Для основных лав Выгорлат-Гутинской гряды характерно слабое повышение пористости с востока на запад, что может свидетельствовать об увеличении степени загазованности лавового материала и различии в характере вулканической деятельности. Обычно абсолютно всем основным лавам присуща умеренная ( $\sim 7\%$ ) пористость (в основном закрытого типа) и высокие значения модуля Юнга. Эти физические параметры ( $m_v, E$ ) характеризуют также лавы как малопроницаемые и прочные, в связи с чем интенсивная трещиноватость в них может возникать только при весьма значительных напряжениях (табл. 25, 27, 30).

По величине индуктивных магнитных параметров основные лавы обнаруживают существенные различия в зависимости от их территориального положения: эффузивы вулканических массивов Попричный, Анталовский гораздо менее магнитны, чем аналогичные по составу образования на хр. Великий Шоллес (рис. 40). Распределение индуктивных магнитных характеристик эффузивов, связанных с концентрацией и составом рудных вкрапленников, свидетельствует о том, что максимальной летучестью кислорода характеризовался очаг, располагавшийся под нынешним хр. Великий Шоллес, а минимальной — резервуар, питавший извержения в районе массивов Анталовский и Попричный. Окислительная обстановка в очаге, питавшем вулкан Синяк, вероятно, была промежуточной, что и определило широкое развитие ильменитов в составе лав этого вулкана. Различные дифференциаты комагматической серии массива Великий Шоллес характеризуются близостью составов титаномагнетитов, что свидетельствует о сходстве физико-химических условий кристаллизации этих минералов в магмопитающем источнике. В целом в ходе остывания и кристаллизации расплавов, сформировавших эффузивные толщи Выгорлат-Гутинской гряды, типично увеличение летучести кислорода, о чем свидетельствует широкое развитие процессов разрушения твердого раствора титаномагнетита и об-

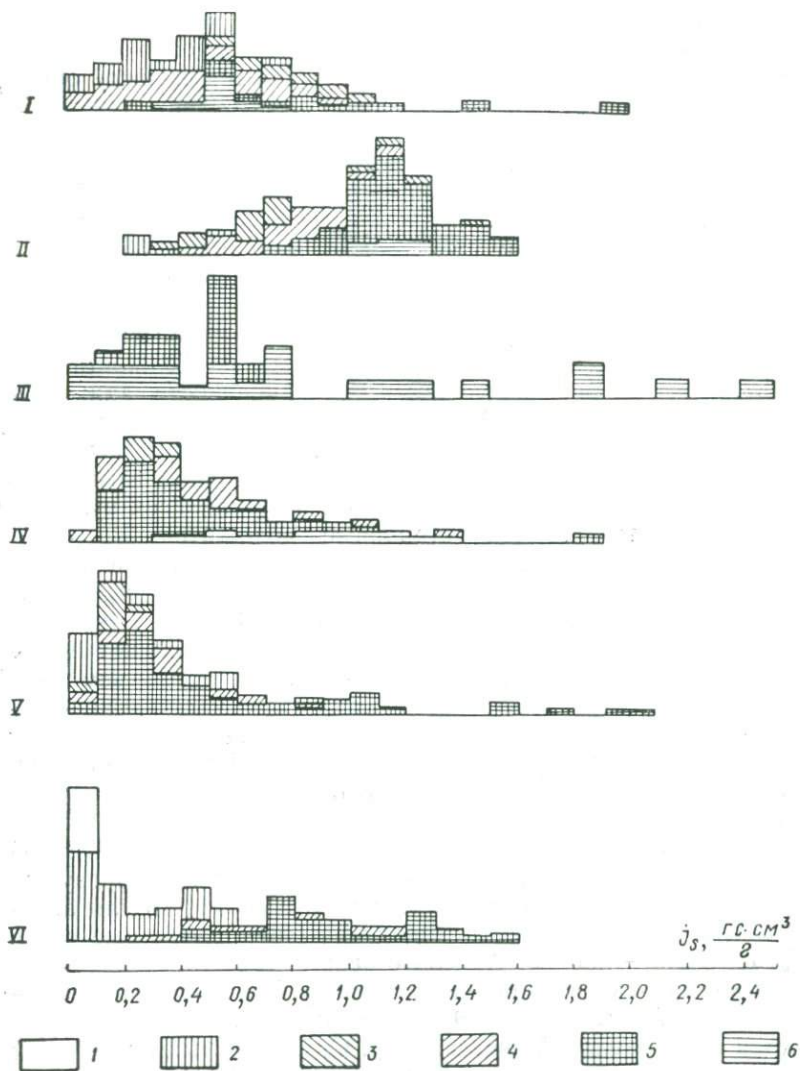


Рис. 40. Распределение  $I_s$  в вулканических породах Закарпатья. Концентрация суммарного железа:

I — менее 1, 2 — 1-3; 3 — 3-5; 4 — 5-7; 5 — 7-9; 6 — более 9%.  
 I — N127, хр. Оаш; II — N170, хр. Великий Шоллес; III — N35, г. Бужора; IV — N139, массивы Синяк, Борлиов Дил; V — N270, хребты Анталовский и Попричный;  
 VI — N130, Береговое холмогорье и цепь погребенных вулканов.

разование вторичных рудных минералов (особенно гидроокислов). Исключением в этом отношении являются некоторые базальты г. Бужора, титаномагнетит которых иногда сохраняется почти неизменным.

Среди кислых вулканитов липариты Береговского холмогорья отличаются более низким удельным весом, самой высокой общей и эффективной пористостью (табл. 25). Гранатсодержащие липарито-дациты района Перечин-Дубриничи имеют более высокий удельный вес, и среди них также встречаются немагнитные разновидности (табл. 27). Липариты и липарито-дациты массивов Оаш и Великий Шоллес принадлежат к породам магнитного класса, очень сходны по удельному и объемному весу (табл. 30). Общей отличительной особенностью кислых вулканитов является их низкий удельный и объемный вес, высокая пористость, свидетельствующая о загазованности исходной магмы, обычно низкие значения модуля Юнга. Все это указывает на возможность формирования в них зон повышенной трещиноватости даже при небольших напряжениях. Высокая проницаемость в сочетании с относительно высокой теплопроводностью может способствовать образованию в них значительных зон вторичных изменений.

На корреляционных матрицах (табл. 36) для всех вулканических пород наблюдаются устойчивые положительные связи  $V_p-\rho$ ,  $V_s-\rho$ ,  $E-\rho$  и устойчивые отрицательные связи  $\rho-m_0$ ;  $V_p-m_0$ ;  $V_s-m_0$ ,  $E-m_0$ ,  $\lambda-m_0$ ,  $\rho-m_a$ ,  $V_p-m_a$ ,  $V_s-m_a$ ,  $E-m_a$ , свидетельствующие об однонаправленном действии емкостных свойств на эти физические характеристики. В большинстве случаев связи  $V_p-m_a$ ,  $V_s-m_a$ ,  $E-m_a$  значительно теснее, чем  $V_p-m_0$ ,  $V_s-m_0$ ,  $E-m_0$ , что подчеркивает существенное влияние пористости, в частности, своеобразных плоских пор и трещин скольжения [56] на упругие характеристики. Неустойчивые закономерные связи наблюдаются для  $\delta-\lambda$ ,  $\rho-\lambda$ ,  $V_p-\lambda$ ,  $V_s-\lambda$ ,  $V_p-\delta$ ,  $E-\delta$ ,  $V_s-\delta$ .

Для лав основного и среднего составов четвертой эруптивной фазы массивов Анталовский и Попричный вверх по разрезу наблюдается увеличение тесноты связи  $\delta-\rho$  и  $\rho-m_0$ , но для андезито-базальтов низов разреза характерны отрицательные связи  $\delta-V_p$ ,  $\delta-V_s$ ,  $\delta-E$ ,  $\delta-\lambda$ . Андезито-базальты пятой фазы этого массива отличаются ослаблением связи  $\rho-m_0$  и особенно  $V_p-m_0$ ,  $V_s-m_0$ ,  $E-m_0$ ,  $\lambda-m_0$ . Экструзивные андезито-дациты отличаются отрицательной связью  $\delta-\rho$ . Среди кислых вулканитов гранатсодержащие липарито-дациты района Перечин-Дубриничи отличаются очень слабой связью  $\delta-\rho$  и отрицательными связями  $\delta-V_p$ ,  $\delta-E$ ,  $\delta-V_s$ . Выявленные общие закономерности изменения физических свойств представляют значительный интерес и имеют большое значение для диагностики генетических типов вулканитов.

Генетическое родство изученных вулканитов подчеркивает и тот факт, что независимо от возраста пород наблюдается (табл.

Таблица 36. Линейные корреляции физических свойств вулканических пород Закарпатья

Вид связи	Коэффициенты корреляции для пород										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$\delta-\rho$	0,27	0,53	0,54	0,35	0,68	0,60	-0,07	0,61	0,35	0,15	0,61
$\rho-m_0$	-0,45	-0,77	-0,98	-0,35	-0,84	-0,43	-0,94	-0,84	-0,79	-0,93	-0,98
$V_p-m_0$	-0,26	-0,73	-0,35	-0,06	-0,68	-0,61	-0,67	-0,55	-0,09	-0,49	-0,63
$V_s-m_0$	-0,14	-0,59	-0,48	-0,11	-0,60	-0,59	-0,61	-0,74	-0,51	-0,51	-0,84
$E-m_0$	-0,26	-0,66	-0,62	-0,01	-0,67	-0,65	-0,70	-0,84	-0,55	-0,61	-0,90
$\lambda-m_0$	-0,23	-0,54	-0,16	-0,13	-0,08	-0,16	-0,40	-0,76	-0,04	-0,26	-0,68
$\rho-m_3$	-0,48	-0,72	-0,16	-0,71	-0,62	-0,26	-0,84	-0,85	-0,48	-0,54	-0,87
$V_p-m_3$	-0,76	-0,78	-0,36	-0,59	-0,62	-0,55	-0,69	-0,51	-0,10	-0,63	-0,66
$V_s-m_3$	-0,70	-0,68	-0,27	-0,57	-0,68	-0,52	-0,66	-0,78	-0,68	-0,67	-0,77
$E-m_3$	-0,57	-0,76	-0,29	-0,68	-0,66	-0,60	-0,72	-0,87	-0,60	-0,77	-0,83
$V_p-\rho$	0,75	0,75	0,33	-0,43	0,83	0,58	0,54	0,50	0,41	0,35	0,62
$V_s-\rho$	0,72	0,79	0,48	0,33	0,72	0,59	0,48	0,72	0,68	0,39	0,85
$E-\rho$	0,67	0,84	0,62	0,51	0,82	0,62	0,59	0,88	0,80	0,53	0,89
$\lambda-\rho$	0,15	0,72	-0,15	0,78	-0,07	-0,07	-0,28	0,83	-0,05	0,41	0,73
$V_p-\lambda$	0,36	0,62	-0,02	0,28	0,32	-0,31	0,37	0,46	0,03	0,59	0,47
$V_s-\lambda$	0,30	0,57	0,12	0,24	0,19	-0,23	0,42	0,60	-0,02	0,30	0,80
$\delta-V_p$	-0,11	0,20	0,14	-0,12	0,66	0,80	-0,09	0,33	0,51	-0,30	0,25
$\delta-V_s$	-0,06	0,44	0,17	-0,14	0,46	0,70	-0,10	0,42	0,27	-0,27	0,45
$\delta-E$	-0,10	0,42	0,25	-0,06	0,58	0,82	-0,10	0,53	0,40	-0,14	0,43
$\delta-\lambda$	-0,26	0,39	-0,11	0,24	-0,33	-0,21	0,06	0,65	-0,16	0,68	0,53

Примечание. Массивы Анталовский и Попричный: 1—андезито-базальты IV эруптивной фазы, низы разреза; 2—то же, верхи разреза; 3—андезиты; 4—андезито-базальты V эруптивной фазы. Массив Великий Шоллес: 5—андезито-базальты IV эруптивной фазы, низы разреза; 6—то же, верхи разреза; 7—андезито-дациты IV фазы; 8—липарито-дациты V эруптивной фазы. Массив Бужора: 9—базальты. Перечинский район; 10—гранатсодержащие липарито-дациты. Береговское холмогорье: 11—липариты. Условные обозначения фактических свойств такие же, как и в табл. 25;

37) тесная корреляция их состава и удельного веса. Наибольшая отрицательная корреляционная связь (табл. 37) наблюдается между удельным весом и содержанием  $\text{SiO}_2$ . Она может быть представлена в виде регрессионного уравнения  $\delta = 3,879 - 0,0195 \text{ SiO}_2$ . Несколько ниже значение коэффициента корреляции  $r = 0,92$  для суммы феррических компонент ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ). Примерно равные по абсолютной величине коэффициенты корреляции наблюдаются для числовых характеристик А. Н. Заварицкого  $a, b, c, Q, s$ , а также для породообразующих окислов  $\text{MgO}, \text{K}_2\text{O}, \text{CaO}$ . Природа корреляционной связи между удельным весом и содержаниями важнейших породообразующих окислов обусловлена характером кристаллохимических связей породообразующих элементов, отражающим общую направленность вулканического процесса для генетически родственных ассоциаций пород [5]. Таким образом, линейные корреляции между составом и удельным весом неогеновых эффузивов Закарпатья указывают на общность эволюции магмы.

Таблица 37. Регрессионные зависимости состава вулканогенных пород и значений их удельного веса

Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии	Доверительные пределы при 5%-ном уровне значимости
-0,93	$\text{SiO}_2 = -51,3\delta + 199,9$	$\pm 4,5\%$
0,92	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} = -26,68\delta - 63,98$	$\pm 1,8\%$
0,88	$\text{CaO} = 18,19\delta - 43,68$	$\pm 2,2\%$
-0,86	$\text{K}_2\text{O} = -5,4\delta + 17,11$	$\pm 0,7\%$
-0,89	$a = -13,38\delta + 46,32$	$\pm 1,8$
0,89	$b = 32,92\delta - 78,2$	-3,6
0,88	$c = 17,08\delta - 39,6$	$\pm 1,9$
-0,93	$Q = -81,92\delta + 240,03$	$\pm 7,4$

Определение вещественного состава вулканогенных пород и идентификация их с определенным петрографическим типом наиболее надежно проводится на основании химических анализов, количество которых часто крайне ограничено. Нередко для этих целей используют косвенные характеристики пород, в частности, показатели преломления стекол [6, 37]. Однако более достоверные значения можно получить, используя регрессионные зависимости, позволяющие с заранее гарантированной точностью производить оценку не только содержания  $\text{SiO}_2$ , но и  $\text{CaO}, \text{K}_2\text{O}$  и др.

По полученным регрессионным зависимостям проведено разграничение вулканогенных пород по их удельному весу (табл. 38). Приведенная классификация рекомендуется для практического использования при массовых оценках состава и диагностике вулканитов.

Свойства, связанные с передачей энергии (упругие и тепловые), находятся в сложной зависимости от состава и строения вулканитов. По аналогии с минералами [24] можно ввести понятие удельной ( $\omega_\sigma$ ) и объемной ( $\omega_\rho$ ) относительной структурной рыхлости пород, которые вычисляются по формулам:  $\omega_\delta = M/n\delta$ ,  $\omega_\rho = M/n\rho$ , где  $M$  — сумма весовых процентов в результате химического анализа;  $\rho$  — объемный вес;  $\delta$  — удельный вес;  $n$  — сумма атомных количеств, за исключением атомов водорода. Величина  $M/n$  для большинства горных пород находится в пределах 20—22, в первом приближении можно считать, что величины  $\omega_\rho$  и  $\omega_\delta$  не зависят от состава. В общем случае эффект уплотнения и разуплотнения вулканогенных пород обусловлен кристаллохимическими особенностями, количественным соотношением минералов-вкрапленников и стекла, а также наличием порового пространства. Удельная относительная структурная рыхлость в большей степени определяется интрателлурической стадией существования породы, а объемная — условиями остывания и характером вулканических извержений. Обычно основные лавы Выгорлат-Гутинской гряды, являющиеся продуктом глубинного магматического очага, имеют более низкие значения  $\omega_\delta = 7,5$ —7,9. Особенно низкие значения присущи андезито-базальтам р. Ламованья и базальтам г. Бужора ( $\omega_\delta = 7,5$ —7,52). Для кислых дериватов гряды, липаритов Берегового холмогорья и гранатовых липарито-дацитов  $W_\delta = 8$ —8,4.

Таблица 38. Разграничение вулканогенных пород по удельному весу

Петрографический тип	Содержание SiO <sub>2</sub> , % по [52]	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>
Базальты	47—52	2,981—2,867
Андезито-базальты	52—57,2	2,867—2,784
Андезиты	57,2—62,1	2,784—2,689
Андезито-дациты	62,1—63,0	2,689—2,649
Дациты	63,0—68,0	2,649—2,552
Липарито-дациты	68,5—70,5	2,542—2,504
Липариты	>70,5	2,504

Структурно-чувствительные свойства находятся в более тесной зависимости от объемной структурной рыхлости вулканитов. Аналитическая зависимость может быть представлена в виде следующих уравнений регрессии:

$$\lg E = (-3,15 \lg \omega_\rho + 2,51 \lg (M/n) + 8,80) \pm 0,12, R = 0,93;$$

$$V_p = (-0,77 \omega_\rho + 0,11 M/n + 8,76) \pm 0,5, R = 0,7;$$

$$V_s = (-0,40 \omega_\rho + 0,11 M/n + 3,87) + 0,4, R = 0,74,$$

где  $E$  — модуль Юнга, *дин/см<sup>2</sup>*;  $V_p$  — скорость продольных волн, *км/сек*;  $V_s$  — скорость поперечных волн, *км/сек*. Если значения

скоростей упругих волн, модуля Юнга, теплопроводности привести к нулевой пористости (табл. 39), то лишь для упругих характеристик наблюдается довольно отчетливая обратная связь с основностью вулканитов. Для теплопроводности эта связь проявляется слабо. Обычно в нормальном ряду изверженных пород [54] для средних пород наблюдается минимум теплопроводности. Для исследуемых эффузивов этот минимум проявлен очень слабо. Кроме того, теплопроводность базальтов оказалась ниже таковой у кислых пород.

Таблица 39. Средние значения физических свойств вулканических пород Закарпатья, экстраполированные к нулевой пористости

Порода	Удельный вес, $г/см^3$	Скорости упругих волн, км/сек		Модуль Юнга, $10^{11}$ дин/см <sup>2</sup>	Теплопроводность, $10^{-3}$ ккал/(см·сек·град)	SiO <sub>2</sub> , %
		продольных	поперечных			
1	2,50	4,49	3,10	5,06	4,45	73,01
2	2,55	5,01	3,03	5,79	4,35	70,15
3	2,59	4,28	2,75	4,35	4,12	69,94
4	2,584	5,35	3,18	6,39	4,02	69,48
5	2,67	5,28	3,31	6,68	3,91	63,20
6	2,72	5,07	3,19	6,66	4,12	58,98
7	2,75	5,51	3,19	7,01	3,65	56,35
8	2,76	5,65	3,08	6,42	3,72	56,04
9	2,78	6,00	3,33	7,24	4,12	55,30
10	2,82	5,37	3,22	6,59	4,11	56,27
11	2,80	5,89	3,40	7,95	4,37	55,19
12	2,84	5,98	3,38	8,10	3,5	50,35
13	2,92	6,18	3,68	9,50	4,02	52,31

Примечание. 1 — липариты, Береговое холмогорье; 2 — липарито-дациты, V фаза вулканизма, хр. Великий Шоллес; 3 — гранатосодержащие липариты, III эруптивная фаза, с. Перечин; 4 — гиалодацит, р. Свалая; 5 — андезито-дацит, IV фаза вулканизма, хр. Великий Шоллес; 6 — андезиты, IV фаза, массивы Анталовский и Попричный; 7 — андезито-базальты; IV фаза, хр. Великий Шоллес; 8 — андезито-базальты, V фаза, массивы Попричный, Анталовский; 9 — то же, IV фаза, верхи вулканического разреза; 10 — то же, низы разреза; 11 — андезито-базальты, IV фаза, низы разреза, хр. Великий Шоллес; 12 — базальты, массив Оаш; 13 — базальты, г. Бужора.

Теплопроводность минералов является одной из чувствительных характеристик к степени упорядоченности атомов в структуре. Основным компонентом вулканитов является плагиоклаз, который кристаллизуется и устойчиво сосуществует с расплавом, начиная с давлений 10 кбар [20]. Обычно принимается, что вкрапленники плагиоклаза первоначально находятся в состоянии неупорядоченности и фазового равновесия с расплавом. Э. И. Блюмштейн, И. Е. Каменцев [6] установили, что степень упорядоченности зависит в первую очередь от глубины кристаллизации и скорости охлаждения геологических тел, а не от состава плагиоклазов. Наиболее упорядочены плагиоклазы из суб-

вулканических и экструзивных тел, а промежуточная упорядоченность характерна для маломощных потоков базальтовых и мощных потоков андезитовых лав.

Быстрое остывание лавы «замораживает» начальное состояние степени упорядоченности минералов, наряду с этим образуются лейсты полностью неупорядоченных плагиоклазов. Этим и объясняются более низкие значения теплопроводности (табл. 39)

Таблица 40. Анизотропия скоростей продольных волн в вулканических породах различных условий формирования

Порода	Условия остывания	Коэффициент анизотропии, %	Порода	Условия остывания	Коэффициент анизотропии, %
Базальт, руч. Холт Андезито-базальт, р. Быстрая Липарито-дацит, руч. Вар Липарито-дацит, г. Бубен	Поток	1,7	Липарит, г. Королева Липарит, г. Хаш Липарито-дацит, г. Путка	»	4,0
	»	1,4		»	4,5
	»	1,6		»	6,7
	Экструзия	6,0			

Примечание. Ориентировка образцов горных пород произвольная.

базальтов массивов Оаш и г. Бужора. Более высокая теплопроводность кислых вулканитов связана с медленным охлаждением лавы экструзивных тел, вследствие большой вязкости, задержки в них летучих, что благоприятствовало упорядочению плагиоклаза, более высокой степени раскристаллизации. Кроме того, присутствие в липаритах Береговского холмогорья кварца ( $\lambda = 18,6 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град})$ ) привело к еще большему увеличению теплопроводности (табл. 39).

Для всех вулканитов характерна анизотропия упругих волн (табл. 40), что свидетельствует о неоднородности их структуры и наличии линейно-ориентированных зон. Наибольшей анизотропией характеризуются экструзивные липариты и липарито-дациты. Полный анализ анизотропии в соответствии с методикой изучения кристаллов различной симметрии [7, 71] показал, что для кислых вулканитов (при условии произвольного выбора направлений [010] и [100]—в плоскости флюидальности) соотношения  $V_1 \neq V_7 \neq V_{13}$ ,  $V_9 = V_{14}$ ,  $V_2 = V_5$ ,  $V_3 = V_8$  выполняются приближенно. Следовательно, симметрия этих пород не ниже ромбической. Для основных лав коэффициент анизотропии значительно ниже и обусловлен планпараллельностью, созданной ориентировкой зерен и лейст плагиоклаза по плоскости [010], которая располагается параллельно плоскости течения (табл. 40, 41).

Таким образом, в результате комплексного исследования петрографии, химизма, распределения элементов-примесей и фи-

зических свойств миоплиоценовых эффузивных пород Закарпатья выявляются:

непрерывность изменения (наличие всех переходных разновидностей) составов пород от базальта до липарита;

близкий (часто идентичный) состав, облик и парагенезис минералов-вкрапленников;

крайний известково-щелочной петрохимический характер;

отчетливая петрогеохимическая специализация пород — повышенная кремнекислотность, глиноземистость, известковистость при обеднении  $MgO$ ,  $FeO$  и связанными с ними примесями ( $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ), обогащение цветными металлогенными ( $Cu$ ,  $Pb$ ) и редкими элементами ( $Sn$ ,  $Mo$ ,  $U$ ,  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$ ); отмеченная специализация является общей для всех районов гряды, сквозной и наследуется всеми производными рассматриваемых серий от основных до наиболее кислых; меняется лишь градиент накопления компонентов: для базальтов, андезитобазальтов и андезитов коэффициенты накопления  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Rb$ ,  $U$  колеблются в пределах 1,1—1,7, а для липарито-дацитов и липаритов 1,5—2,5; в дацитах и липарито-дацитах экструзивных куполов и гранатосодержащих липаритов наблюдается частичная специализация на  $Zn$  и  $Zr$  (1,5—2 кларка);

для серий пород ранне- и позднеорогенических стадий характерно направленное и связанное изменение породообразующих окислов, совпадающее с боуэновским трендом, близкие значения петрохимических характеристик, стабильность геохимических индикаторных отношений ( $K/Rb$ ,  $Rb/Cs$ ,  $MgO/FeO$ ), что свидетельствует о геохимическом родстве и генетической связи всех пород Выгорлат-Гутинской гряды;

анализ полученного экспериментального материала по физическим свойствам вулканогенных пород Закарпатья позволяет установить надежные петрофизические характеристики важнейших петротипов этого района, установленная впервые количественная связь между составом и удельным весом вулканитов свидетельствует о единстве пород района и применяется для решения вопросов диагностики и разграничения вулканитов; высокий удельный вес лав низов разреза Выгорлат-Гутинской гряды можно использовать в качестве маркирующего признака при геологическом картировании; характеристики объемной и удельной структурной рыхлости пород, упругие и тепловые свойства дают новую информацию для расшифровки кинетики вулканической и плутонической стадий формирования пород, а данные по упругой анизотропии — для фациального и петроструктурного анализа вулканитов.

Все приведенные данные убедительно свидетельствуют об отсутствии четко выраженной дифференциации лав во времени в пределах Выгорлат-Гутинской гряды и Чопской цепи погребенных вулканов, что, вероятно, обусловлено наличием мощных подводящих каналов (Закарпатского, Виноградовского, Припаннон-

ского глубинных разломов) и высокой проницаемостью коры, способствовавшей быстрой транспортировке магмы из первичных очагов. Большая мощность земной коры Внешних Карпат и весьма малая во Внутренней области привели к возникновению значительных изостатических напряжений, которые стали причиной образования разломных зон со значительной амплитудой смещения, послуживших каналами для поднятия глубинных андезитовых и андезито-базальтовых магм. На пути движения в участках неоднородного строения земной коры образовались промежуточные очаги, где, очевидно, имели место процессы незначительной дифференциации и контаминации магмы веществом корового состава, что обусловило характерные черты петро- и геохимической специализации пород. Появление более кислых дериватов объясняется дифференциацией магмы в промежуточных и периферических очагах в периоды относительного покоя вулканической деятельности. Это подтверждается приуроченностью вулканитов кислого состава к радиальным и кольцевым трещинам тектоновулканического происхождения в периферических частях крупных аппаратов.

Видимо, сейчас нельзя однозначно решить вопрос: где возникли эти магмы — в пределах глубоких зон многоосинклиналей коры или они являются подкоровыми? Однако не возникает сомнений в значительных глубинностях и масштабах очагов.

Приуроченность структуры Выгорлат-Гутинской гряды, на большом протяжении трансирующей зону сочленения Внутренних и Внешних Карпат, к единому тектоно-орогеническому циклу, большие масштабы очагов, особенности эволюции химизма, близость состава и свойств вулканических образований свидетельствуют о генетической общности и принадлежности последних к единой андезито-базальтовой вулканической формации\*. Активизация долгоживущих глубинных разломов и возникновение молодых разрывных нарушений на различных стадиях тектонической жизни Закарпатского внутреннего прогиба обусловили наряду с блоковым характером тектоники перемещение магмоподводящих каналов от зоны Припаннонского разлома в миоцене к Закарпатскому и Виноградовскому в плиоцене. Следствием этого явилась миграция вулканизма от внутренней к внешней зоне прогиба.

Сопоставление особенностей химического состава, распределения элементов-примесей, физических свойств кислых дериватов андезитовых магм Выгорлат-Гутинской гряды и липаритов Береговского холмогорья свидетельствует о несущественности их различий (табл. 10, 15, 20). Это позволяет высказать предполо-

---

\* При этом в соответствии с общепринятым определением [16, 29] термин «вулканическая формация» и рассматривается нами как естественная ассоциация вулканических пород, связанных друг с другом общностью основных черт химизма, минерального состава, региональной структурной обстановки и приуроченных к единому тектоническому этапу развития региона.

жение о генетической общности этих образований. Полученные данные не позволяют также классифицировать андезито-базальты и базальты «бужорской свиты» как образования платформенного этапа развития, а заставляют рассматривать их в качестве продуктов поздних стадий орогенного вулканизма периода формирования щитовых вулканов. Породы, слагающие бужорскую свиту, по всему комплексу признаков сопоставимы с вулканическими породами орогенного вулканизма, пространственно и генетически с ними связаны, приурочены к структурам общекарпатского направления и резко отличаются по составу от пород «финального» вулканизма, проявленного в ряде районов Венгрии и Чехословакии. Последние являются по химизму представителями щелочного атлантического типа вулканизма и связаны со структурами, секущими направление основной карпатской складчатости.

При чрезвычайной петрогеохимической и петрофизической однородности петротипов вулканических пород в пределах отдельных участков устанавливаются некоторые отличия минерального состава, геохимических особенностей и физических свойств по латерали Выгорлат-Гутинской гряды.

Весьма примечательны особенности Западного участка гряды, где наблюдается значительное повышение известковистости и глиноземистости пород, а в основании вулканического разреза присутствуют породы с магматогенным альмандином. Последние привлекали внимание многочисленных исследователей, и факт магматогенного происхождения граната в настоящее время можно считать доказанным. Высказывалось предположение, что обогащение магм глиноземом происходило за счет ассимиляции вмещающих пород еще в период их статического состояния при весьма высоких давлениях [20, 60]. Действительно, ассимиляция даже очень высокоглиноземистых пород карпатскими магмами в момент извержения сопровождается образованием роговиков, обильно насыщенных кордиеритом, андалузитом, шпинелью, но никогда не содержащих гранат. На наш взгляд, повышение глиноземистости магм, по-видимому, обусловлено дифференциационными процессами внутри очагов, находящихся на глубине около 30 км, что согласуется с данными Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда [20]. Это предположение хорошо увязывается как с мощностью земной коры рассматриваемого района, так и с самим фактом наличия граната именно в кислых (дацитовых) продуктах, а также объясняет его альмандиновый состав [60]. Однако эти вопросы, чрезвычайно важные и интересные, еще далеки от своего выяснения. Для нас пока важен тот факт, что появление граната в этих породах никак не может быть объяснено близповерхностными процессами и свидетельствует о выносе его из значительных глубин.

В близких условиях, видимо, происходило маглообразование и в Центральном участке Выгорлат-Гутинской гряды. Однако

очаги здесь связаны с крупным глубинным разломом, отделяющим Внутренние и Внешние Карпаты, в зоне максимальных его амплитуд и значительных перепадов мощности земной коры. В связи с этим они формировались на несколько больших глубинах, что, с одной стороны, обусловило меньшую глиноземистость магм, а с другой — вызвало повышение их щелочности и железистости. В результате формировались характерные для Закарпатья, но в общем весьма необычные, сравнительно высокоглиноземистые и в то же время высокожелезистые базальтоидные магмы повышенной щелочности.

Среди образований восточного и юго-восточного участков гряды на массивах Великий Шоллес и Оаш увеличивается в целом доля более основных пород, появляются оливинсодержащие разновидности (при нормативном плагиоклаз—пироксен—кварцевом составе), рудный минерал, повышается глиноземистость, щелочность (по  $\text{Na}_2\text{O}$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , содержания Mn, V, Ga, Pb, понижены содержания MgO, FeO, Cr, Ni, Li, возрастает удельный вес и магнитность пород.

Наблюдаемое соотношение основных компонентов химического состава определяет и соответствующий нормативный парагенезис минералов: Pl—Hy—C для эффузивов Великий Шоллес, Pl—Hy—Di — для массивов Попричный и Анталовский, так как относительное повышение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  при обеднении FeO, MgO и CaO приводит к образованию плагиоклаза с повышенным Ab/An. Избыточный  $\text{Al}_2\text{O}_3$  выделяется в виде корунда, пироксен представляется гиперстеном, а повышение железистости обуславливает выделение рудного минерала.

Рассмотренные отличия петрогеохимических особенностей вулканических ассоциаций западной и юго-восточной зон Выгорлат-Гутинской гряды, приуроченных к Закарпатскому, Виноградовскому и Припаннонскому глубинным разломам, видимо, обусловлены различными геодинамическими условиями перемещения магнетических расплавов из первичных очагов в верхние этажи земной коры. При движении магмы вдоль зоны Закарпатского глубинного разлома имело место образование промежуточного очага на значительной глубине при участии процессов контаминации коровым материалом, следствием чего является рассмотренный нами ранее [80, 81] специфический характер изменения известковистости пород, обусловивший отсутствие рудного и характерные соотношения темноцветных минералов. Для магматических расплавов, формировавшихся в зоне Виноградовского разлома, который, по данным ГСЗ, фиксируется вплоть до поверхности Мохоровичича и нарушает ее [61], имела место глубинная дифференциация фракционирования оливина, что привело к обеднению расплава MgO, FeO и связанными с ними примесями. Затем произошло приоткрывание раскола, подъем отделившегося расплава и становление промежуточных очагов. В этих условиях роль контаминационных процессов проявилась

слабее, повышение железистости пород обусловило приближение составов вулканических пород к пижонитовой серии Куно на диаграмме Уэджера и Дира, относительное возрастание железистости и кристаллизацию рудного минерала. Существенным отличием вулканических пород хр. Великий Шоллес от пород пижонитовой серии Изу-Хаконе является высокое значение  $K/Na$  (0,53—0,55 для базальтов, 0,56—0,59 для андезито-базальтов, 0,22—0,25 для пижонитовой серии Изу-Хаконе).

Таблица 41. Скорости распространения упругих волн (км/сек) в неэквивалентных кристаллофизических направлениях

Направление распространения волны	Смещение в волне	Скорость	Порода и ее местонахождение	
			липарито-дациты, г. Веряца	липариты г. Косино
001	001	$V_1$	4,31	3,32
	100	$V_2$	2,90	2,36
	010	$V_3$	2,90	2,40
110	110	$V_4$	4,62	3,68
	110	$V_5$	2,86	2,40
	001	$V_6$	2,73	2,20
010	010	$V_7$	4,56	3,61
	001	$V_8$	2,73	2,20
	100	$V_9$	2,90	2,40
101	101	$V_{10}$	4,42	3,45
	101	$V_{11}$	3,81	2,31
	010	$V_{12}$	2,90	2,36
100	100	$V_{13}$	4,60	3,54
	010	$V_{14}$	2,90	2,36
	001	$V_{15}$	2,73	2,20
011	011	$V_{16}$	4,53	3,40
	011	$V_{17}$	2,90	2,37
	100	$V_{18}$	2,90	2,90

Примечание. Направление [001] перпендикулярно флюиальности.

Не вдаваясь в дальнейшее описание отличий различных участков развития вулкаников Выгорлат-Гутинской гряды, подчеркнем еще раз хорошую петрохимическую выдержанность последних в пределах каждого участка и пространственную изменчивость их от одного участка к другому. Этот факт заставляет предполагать, что каждому участку соответствует свой магматический очаг и что породы каждого участка генетически связаны между собой. Такое предположение объясняет как высокую

петрохимическую однородность пород в пределах каждого участка, так и давно отмеченный факт закономерной ступенчатой миграции вулканизма с запада на восток по простиранию Карпатской системы. Можно считать, что возникавшие магматические очаги постепенно инъецировали смежные участки, вызывая ревивацию очередного по простиранию ослабленного узла. Более ранний же очаг отживал, не давая каких-либо поздних дифференциатов. Именно этот факт, на наш взгляд, обуславливает отсутствие сколько-нибудь выраженной дифференциации в вертикальном разрезе Выгорлат-Гутинской гряды.

Приведенные особенности вулканизма Закарпатского региона на различных его участках определяют разнообразие условий извержений, что приводит к значительной пестроте петрографических фаций вулканитов. Последнее полностью контролируется термодинамической обстановкой магматических очагов, механизмом извержений, масштабностью аппаратов, особенностями кристаллизации магм и степенью их загазованности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б.* Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм.— «Геохимия», 1964, № 7.
2. *Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б., Дорофеева Э. Ф.* О марганец-железном отношении в магматических горных породах.— «Геохимия», 1963, № 11.
3. *Андрусов Д. Н.* Очерк геологии Западных Карпат.— В сб.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
4. *Багдасарян Г. П., Глевасская А. М., Михайлова Н. П.* Об абсолютном датировании палеомагнитных зон в разрезе Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье).— В сб.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. II. Киев, «Наукова думка», 1970.
5. *Белоусов А. Ф., Кутюлин В. А., Фролова В. М.* Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и их петрогенетическое истолкование.— В сб.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. М., «Недра», 1974.
6. *Блюмштейн Э. И., Каменцев И. Е.* Структурное состояние плагиноклазов в андезитовых и базальтовых сериях на основе рентгеновских данных.— В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., «Наука», 1974.
7. *Богданов А. А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат.— «Советская геология», 1949, № 40.
8. *Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. В.* Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат.— «Известия вузов. Геология и разведка», 1958, № 1.
9. *Бондарчук В. Г.* Тектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
10. *Буров В. С.* О тектонических условиях накопления сарматских и паннонских отложений Закарпатья.— «Геологический сборник Львов. геологического общества», 1958, № 5—6.
11. *Вядас Э.* Геология Венгрии. М., «Мир», 1964.
12. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.
13. *Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. В.* О характере фундамента западной части Закарпатского прогиба.— «ДАН СССР», 1964, т. 150, № 4.
14. *Вялов О. С.* Глубинные разломы и тектоника Карпат.— «Геологический сборник Львов. геол. общества», 1965, № 9.
15. *Гасанов Ю. Л., Филиппович И. Н.* Сопоставление вулканогенных образований липарито-дацитового состава Береговского холмогорья и Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья.— «Материалы по геологии, геохимии, геофизике Украины, Молдавии». Изд-во при Киев. ун-те, 1975, № 10.
16. Геологический словарь. М., «Недра», 1973.
17. *Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.
18. *Гончарук А. Ф., Мельниченко Б. Ф.* Петрология базальтов Бужорского вулкана и состав исходных магм плиоценовых вулканов Закарпатья.— «Геологический журнал АН УССР», 1970, т. 30, вып. 6.
19. *Гончарук А. Ф.* Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезитово-базальтовой формации Закарпатья. Автореф. канд. дис., Киев, 1974.
20. *Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение магматических пород известково-щёлочного ряда. В сб.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
21. *Данилович Л. Г.* Геолого-петрографична характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш. Київ, 1963.
22. *Данилович Л. Г.* О характере развития неогенового вулканизма в Закарпатском внутреннем прогибе.— В сб.: Труды II Всесоюзного вулканологического совещания. М., «Наука», 1966.
23. *Данилович Л. Г.* Магматизм и тектоника Карпат.— «Геотектоника», 1972, № 3.
24. *Евзикова Н. З.,*

Ицксон Г. В. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования.—«Записки Всесоюзного минералогического общества», 1962, ч. 98, вып. 2. 25. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1950. 26. *Короновский Н. В., Солодкова И. А.* Строение и история формирования вулкана Сняк—В сб.: Труды лаборатории вулканологии. Алма-Ата, 1964. 27. *Короновский Н. В.* Геологическое строение и история формирования средней части Выгорлат-Гутинской гряды.—В кн.: Материалы VII конгр. КБГА. Киев, «Наукова думка», 1967. 28. *Костюк В. П.* Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961. 29. *Куголин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 30. *Лазаренко Э. А., Гилько М. К., Зайцев В. Н.* Металлогения Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1968. 31. *Лазаренко Э. А.* Магматизм и рудные образования Советских Карпат. Автореф. докт. дис. Киев, 1970. 32. *Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф.* Физические свойства некоторых магматических пород Закарпатья.—«Геофизический сборник АН УССР», 1967, вып. 21. 33. *Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф.* Стохастические связи некоторых физических параметров эффузивных пород Закарпатья.—«Геофизический сборник АН УССР», 1968, вып. 24. 34. *Мак Берни А. Р.* Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.—В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. 35. *Малеев Е. Ф.* Основные черты строения Выгорлат-Гутинской гряды.—В кн.: Материалы IV конгр. КБГА. М., «Наука», 1960. 36. *Малеев Е. Ф.* Неогеновый вулканизм Закарпатья, М., «Наука», 1964. 37. *Мархинин Е. К., Борисов О. Г., Мархинина С. Н.* Опыт определения приближенного химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских островов по показателю преломления их искусственных стекол.—«Бюллетень вулканологической станции», 1960, № 30. 38. *Мерлич Б. В., Спитковская С. М.* Схема розвитку третинного вулканізму Радянських Карпат.—«Питання геології», 1958, вып. 9. 39. *Мерлич Б. В., Спитковская С. М.* Особенности верхнеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья.—«Геологический сборник Львов. геологического общества», 1965, № 9. 40. *Мерлич Б. В.* и др. Цепь неогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба.—«Геологический сборник Львов. геологического общества», 1968, № 11. 41. *Мерлич Б. В., Спитковская С. М.* Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья.—«Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов», 1974, № 2. 42. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 43. *Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н.* Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена, Киев, «Наукова думка», 1974. 44. *Молякко В. Г., Михайлов В. А.* Сопоставление и корреляция пород андезитовой формации Выгорлат-Гутинской гряды.—«Материалы по геологии, геохимии, геофизике Украины, Молдавии», Изд-во при Киев. ун-те, 1975, № 10. 45. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран.—В кн.: Тектоника СССР, т. 2. Изд-во АН СССР, 1949. 46. *Набоко С. И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.—В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963. 47. *Науменко В. В.* Закономерности размещения и формирования неогеновых эндогенных месторождений Советских Карпат. Автореф. докт. дис., Киев, 1972. 48. *Онческу Н.* Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ, 1960. 49. *Остафийчук И. М.* Геохимическая специализация неогеновых вулканических образований Закарпатья.—В сб.: Вопросы прикладной геохимии. Изд-во при Киев. ун-те, 1976. 50. *Остафийчук И. М., Молякко В. Г., Гасанов Ю. Л.* Особенности химизма и распределения элементов — примесей в неогеновых вулканитах Западной части Выгорлат-Гутинской гряды.—«Материалы по геологии, геохимии, геофизике Украины и РСФСР». Изд-во при Киев. ун-те, 1976, № 12. 51. *Петрашкевич М. И.* Тектоника донеогенового фундамента Закарпатского прогиба.—В кн.: Геологическое строение и горючие полезные ископаемые Украинских Карпат. М., «Недра», 1971. 52. *Плешков И. Б.* Геологическое строение и нефтегазоносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области

УССР.— В сб.: Труды совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1949. 53. *Продайвода Г. Т.* Влияние петрографических факторов на физические свойства вулканогенных пород.— «Геофизический сборник АН УССР», 1972, № 46. 54. *Продайвода Г. Т.* Общие закономерности изменения теплопроводности изверженных горных пород.— В кн.: Физика горных пород и процессов. М., Изд-во АН СССР, 1974. 55. *Сасин Г. Г.* Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии.— «Геологический сборник Львов. геологического общества», 1965, № 9. 56. *Славин В. И.* О срединном Паннонском массиве Карпат. «Геологический сборник Львовского геологического общества», 1958, № 5—6. 57. *Славин В. И., Хаин В. Е.* Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат.— В кн.: Материалы VII конгресса КБГА. Киев, «Наукова думка», 1965. 58. *Соболев В. С.* и др. Петрография неогенового вулканизма и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955. 59. *Соболев В. С., Костюк В. П.* К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья.— В сб.: Труды лаборатории вулканологии. М., Изд-во АН СССР, 1955. 60. *Соболев В. С., Слитковская С. М., Элиштейн Р. Я.* Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области.— «Минералогический сборник Львов. геологического общества», 1955, № 9. 61. *Соллогуб В. Б. и др.* Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— «Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы», 1967, № 5. 62. *Субботин С. И.* Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев, Изд-во АН УССР, 1955. 63. *Субботин С. И. и др.* Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий.— «Советская геология», 1968, № 2. 64. *Сухорада А. В.* Терромагнитные исследования некоторых изверженных пород Прибайкалья.— В сб.: Материалы IV научно-технической конференции молодых геофизиков Украины, Киев, «Наукова думка», 1971. 65. *Сухорада А. В.* Магнетизм гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации.— В сб.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. 2. Баку, 1973. 66. *Тейлор С. Р.* Геохимия андезитов.— В сб.: Распространенность химических элементов в земной коре. М., «Мир», 1972. 67. *Толстой М. И.* О выборе оптимального веса литогеохимических проб.— «Известия вузов. Геология и разведка». 1970, № 9. 68. *Толстой М. И., Жуков Н. Н.* О выборе количества проб при геохимической и петрофизической характеристике изверженных образований.— «Материалы по геологии, геофизике, геохимии Украины, Молдавии, Казахстана». Изд-во Киев. ун-та, 1969, № 5. 69. *Толстой М. И., Продайвода Г. Т., Моляк В. Г.* Физические свойства базальтов Армении.— «Геофизический сборник АН УССР», 1974, № 61. 70. *Трегер В. Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968. 71. *Фишкин М. Ю.* О возрастном соотношении экструзивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определения их абсолютного возраста.— В сб.: Труды комиссии по определению абсолютного возраста. М., «Наука», 1967. 72. Химические анализы изверженных горных пород. Под ред. В. Ф. Морковкиной. М., «Наука», 1964. 73. *Хоменко В. І.* Тектоніка Закарпатського прогину за даними геофізичних досліджень.— «ДАН УРСР, серія Б», 1959, № 2. 74. *Хоменко В. І.* Глибина будова Закарпатського прогину. Київ, «Наукова думка», 1971. 75. *Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Гейко В. С.* Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба.— «Советская геология», 1969, № 10. 76. *Эрлих Э. Н.* Характерные черты кайнозойского вулканизма.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1973. 77. *Konecny V.* Vztlamy Tectoniky a subsekvntneho neovulkanizmu Zapadnych Karpat.— «Geologicke prace», 1972, sp. 59. 78. *Kuno H.* a. o. Differentiation of Hawaiian magmas.— «Jap. j. geol. and geogr.», 1957, v. 28, N 3. 79. *Kuthan M.* Undachy Vulkanismus Karpatskegho Orogenu a vulkanologicke studia v sew. casti Presovskih hor.— «Prace statneho geologickeho ustavu», 1948. s. 17. 80. *Kuthan M.* Young Volcanic Rocks of the Carpathians in Slo-

vakia. — In: Regional geology of Czechoslovakia, p. II, The West Carpathians. Praha, 1968. 81. *Murata K.* A new method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. — «Amer. J. Sci.», 1960, v. 38. 82. *Osborn B. F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. — «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, N 9. 83. *Panto G.* Geology of Northern Hungary. — In: Carpatho-Balkan geological Association IX Congress. Budapest, 1969. 84. *Poldervaart A., Parker A.* The crystallization index differentiation in binary variation diagrams. — «Amer. J. Sci.», 1964, v. 262, N 3. 85. *Slavik J., Danilovich L. G., Cvercko I., Rudinec R.* Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians. — In: XXIII Intern. Geol. Congr. Praha, 1968. 86. *Thornton W. N., Tuttl O.* Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index. — «Amer. J. Sci.», 1960, v. 258, N 9. 87. *Wager L., Deer W.* The petrology of Skaergaard intrusive. — «Medd. an Gronland», 1939, bd. 105, N 4.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Основные черты геологического строения и развития вулканизма Советского Закарпатья	8
Структурное положение, особенности геологического строения и тектоническое районирование	9
Особенности орогенного неогенового вулканизма Советского Закарпатья	14
Глава II. Петрография вулканических пород	27
Вулканические породы Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов (Земплин-Береговский вулканический район)	27
Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды (Выгорлат-Шоллесский и Оаш-Гутейский вулканические районы)	33
Глава III. Петрогеохимическая характеристика вулканических пород	54
Вулканические породы Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов	54
Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды	68
Массивы Попричный, Анталовский, Сняк, Борлиов Дил	68
Вулканические породы г. Бужора	92
Вулканические массивы хребтов Великий Шоллес и Оаш	95
Глава IV. Физические свойства вулканических пород	117
Вулканические породы Береговского холмогорья и Чопской цепи погребенных вулканов	117
Вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды	121
Массивы Попричный, Анталовский	121
Массивы Сняк и Борлиов Дил	132
Массив г. Бужора	137
Массивы хребтов Великий Шоллес и Оаш	138
Глава V. Сопоставление и корреляция вулканических пород Закарпатского внутреннего прогиба	150
Литература	184

Министерство высшего и среднего  
специального образования УССР  
Киевский ордена Ленина государственный  
университет им. Т. Г. Шевченко

ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОФИЗИКА  
И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА  
НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИТОВ  
СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Под редакцией проф. М. И. Толстого

Издательское объединение «Вища школа»  
Издательство при Киевском государственном университете

Редактор Ю. Е. Кострица  
Художественный редактор Ю. З. Троник  
Обложка художника Т. М. Тарнавского  
Технический редактор Е. Д. Окопная  
Корректоры М. М. Янчицкая, Н. Г. Ткаченко, А. Н. Кайдалова

Сдано в набор 28.VI 1976 г. Подписано к печати 5.XI 1976 г.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1.  
Усл. печ. л. 12+1 вклейка. Учетно-изд. л. 13,03. Тираж 1000.  
Изд. № 755-к, БФ 14967. Цена 1 руб. 17 коп. Зак. 6-600.

Издательство издательского объединения «Вища школа»  
при Киевском государственном университете,  
252001, Киев, Крещатик, 4.

Киевская книжная типография научной книги  
Республиканского производственного объединения  
«Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев, Репина, 4.

## К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

*В Издательстве при Киевском госуниверситете  
в 1977 г. выходят сборники статей:*

**Вопросы прикладной геохимии и петрофизики.**  
Язык русский, 10 л., 1000 экз., 1 руб.

В сборнике помещены статьи по теории и методике прикладных геохимических и петрофизических исследований, применению методов прикладной геохимии и петрофизики для решения геологических задач, методам обработки и анализа геохимических и петрофизических данных. Большинство статей оригинальны и написаны по материалам исследований проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета.

Сборник рассчитан на геологов, геохимиков, геофизиков, работающих в научных и производственных организациях и занимающихся вопросами прикладной геохимии и петрофизики, аспирантов, студентов старших курсов вузов.

Предварительные заказы просим направлять по адресу 252627, Киев, ул. Васильковская, 90, к. 217, редколлегия сборника «Вопросы прикладной геохимии и петрофизики».

**Физическая география и геоморфология.** Вып. 17.  
Язык русский, 10 л. 1000 экз. 90 коп.

В сборнике рассматриваются актуальные задачи физико-географических и геоморфологических исследований в десятой пятилетке, вопросы, относящиеся к проблемам охраны природы, методологические приемы исследования природных условий, результаты исследований рельефа, его динамики, типизации и картирования почв. Ряд статей посвящен истории малакофаунистических исследований, развитию малакофауны на территории Украинской ССР в антропогене.

Расчитан на физико-географов, почвоведов, геоморфологов, геологов, гидрологов, климатологов, преподавателей географии, студентов географических факультетов университетов и педагогических институтов.

Сборник можно заказать через магазины местных облкниготоргов или магазин «Книга — почтой» по адресу: 252117, Киев-117, ул. Попудренко, 26, магазин №75 «Книга — почтой» Киевского облкниготорга.

1 руб. 17 коп.

1857

